



سنگ شناسی دگرگونی

دکتر علی درویش زاده





دانشگاه پیام نور

سنگ شناسی دگرگونی

(رشته زمین شناسی)

دکتر علی درویش زاده

سرشناسه	: درویش زاده، علی، ۱۳۱۴-
عنوان و پدید آور	: سنگ‌شناسی دگرگونی: رشته زمین‌شناسی / مؤلف: علی درویش زاده؛ ویراستار علمی: محمد ولی زاده .
مشخصات نشر	: تهران: دانشگاه پیام نور، ۱۳۸۲.
مشخصات ظاهری	: دوازده، ۲۷۸ ص. : مصور.
فروست	: دانشگاه پیام نور؛ ۱۰۳۵. گروه (۵۸ / ق)
شابک	: 978 - 964 - 387 - 050 - 8
یادداشت	: فهرست‌نویسی بر اساس اطلاعات فیبا .
یادداشت	: واژه نامه .
یادداشت	: کتابنامه: ص. ۲۷۳ - ۲۷۴ .
موضوع	: ۱. آموزش از راه دور- ایران .
موضوع	: ۲. سنگهای دگرگونه - آموزش برنامه‌ای .
شناسه افزوده	: الف. دانشگاه پیام نور. ب. عنوان .
رده بندی کنگره	: ۴۴۹ الف/۵۸۰ LC۵۸۰
رده بندی دیویی	: ۳۷۸/۱۷۵۰۹۵۵
شماره کتابشناسی ملی	: ۳۰۶۲۷-۲۰۸۲ م



دانشگاه پیام نور

سنگ‌شناسی دگرگونی

دکتر علی درویش زاده

ویراستار علمی: محمد ولی زاده

ویراستار ادبی: نیره توکلی

طراح آموزشی: غضنفر حضرتی

حروفچینی، نمونه خوانی: مدیریت تولید مواد و تجهیزات آموزشی

طراح جلد و صفحه آرا: فرشته فلاح دوست

لیتوگرافی، چاپ و صحافی: انتشارات دانشگاه پیام نور

شمارگان: ۲۰۰۰ نسخه

نوبت و تاریخ چاپ: چاپ اول آزمایشی اسفند ۱۳۷۱، چاپ چهارم قطعی بهمن ۱۳۸۷

شابک: ۹۷۸ - ۹۶۴ - ۳۸۷ - ۰۵۰ - ۸

ISBN: 978 - 964 - 387 - 050 - 8

(کلبه حقوق برای دانشگاه پیام نور محفوظ است)

قیمت: ۱۷۰۰۰ ریال

بسم الله الرحمن الرحيم

پیشگفتار ناشر

کتابهای دانشگاه پیام نور حسب مورد و با توجه به شرایط مختلف به صورت درسنامه، آزمایشی، قطعی، متون آزمایشگاهی، فرادرسی، و کمک‌درسی چاپ می‌شود. کتاب درسنامه (د) نخستین ثمره کوششهای علمی صاحب اثر است که براساس نیازهای درسی دانشجویان و سرفصلهای مصوب تهیه می‌شود و پس از داوری علمی در گروههای آموزشی، بدون طراحی آموزشی و ویرایش چاپ می‌شود. با تجدیدنظر صاحب اثر و دریافت بازخوردها و اصلاح نارساییها، درسنامه با طراحی آموزشی، ویرایش، و طراحی فنی - هنری به صورت آزمایشی (آ) چاپ می‌شود. با دریافت نظرهای اصلاحی، صاحب اثر در کتاب تجدید نظر می‌کند و کتاب به صورت قطعی (ق) چاپ می‌شود. در صورت ضرورت، در کتابهای چاپ قطعی نیز تجدید نظرهای اساسی به عمل می‌آید یا متناسب با پیشرفت علوم و فناوری بازنویسی می‌شوند. متون آزمایشگاهی (م) متونی است که دانشجویان با استفاده از آن و راهنمایی مربیان کارهای عملی آزمایشگاهی را انجام می‌دهند. کتابهای فرادرسی (ف) و کمک‌درسی (ک) به منظور غنی‌تر کردن منابع درسی دانشگاهی تهیه می‌شوند. کتابهای فرادرسی با تأیید معاونت پژوهشی و کتابهای کمک‌درسی با تأیید شورای انتشارات تهیه می‌شوند.

مدیریت تدوین

فهرست

یازده

پیشگفتار

فصل اول. اصول و تعاریف

مقدمه

حد دگرگونی

الف) شروع دگرگونی

ب) خاتمه دگرگونی

محل دگرگونی

دگرگونیهای پیشرونده و پسرونده

درجات شدت دگرگونی

مثالهایی از تغییر و تبدیل در کانیها و سنگها

مثال ۱. چند شکلی یا پلی مورفیسم

مثال ۲. واکنشهای ناکامل در حالت جامد

مثال ۳. یخ یخچالهای طبیعی مثالی از دگرشکلی

تعادل در دگرگونی

محیط دگرگونی

دگرگونی توپوشیمیایی و متاسوماتوز

عوامل دگرگون ساز

فشار مؤثر در دگرگونی

دما

اپی زون (منطقه سطحی)، مزوزون (منطقه میانی)، کاتازون (منطقه عمقی)

خودآزمایی ۱

فصل دوم. دگرشکلی سنگها

مقدمه

اقسام دگرشکلی

انواع تنش

عوامل مؤثر در تغییر شکل سنگها

۳۷	تغییر شکل کانیهای سنگ
۳۹	ماکلهای اولیه و ماکلهای دگرشکلی
۴۰	اقسام دگرشکلی در سنگهای دگرگونی
۴۴	رشد بلورها در حالت جامد
۴۶	۱. رشد تراوشی
۴۷	۲. رشد کنکریونی
۴۹	۳. رشد جانیشینی
۵۰	رابطه زمانی بین دگرشکلی و دگرگونی
۵۲	خودآزمایی ۲
۵۵	فصل سوم. اقسام دگرگونی
۵۵	مقدمه
۵۷	۱. دگرگونی اصابتی یا دگرگونی ضربه‌ای
۵۹	۲. دگرگونی مجاورتی یا دگرگونی حرارتی
۶۳	۳. دگرگونی دینامیکی یا دگرگونی کاتا کلاستی
۶۴	۴. دگرگونی ناحیه‌ای یا دیناموترمال متامورفیسم
۶۶	۵. دگرگونی انباشتی یا تدفینی
۶۷	۶. دگرگونی زیرکف اقیانوسها
۶۹	۷. دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال
۷۱	خود دگرگونی یا اتومتافورفیسم
۷۱	چنددگرگونی یا پلی متامورفیسم
۷۹	خودآزمایی ۳
۸۳	فصل چهارم. مجموعه کانیها (پاراژنز) و نمایش مجموعه‌های پاراژنزی
۸۳	مقدمه
۸۳	استفاده از قانون فازها
۸۵	نحوه استفاده از نمودارهای سه‌تایی
۸۶	۱. سیستم سه‌تایی $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$
۸۹	۲. نمودار ACF
۸۹	الف) در مورد کانیها
۹۱	ب) در مورد سنگها
۹۴	۳. نمودار A'FK
۹۵	نحوه استفاده از نمودارهای ACF و A'FK
۹۹	استفاده از نمودار ACF در اقسام هورنفلسها
۱۰۰	۴. نمودار AFM
۱۰۶	خودآزمایی ۴
۱۰۹	فصل پنجم. درجات دگرگونی، زونهای دگرگونی و رخساره‌های دگرگونی
۱۰۹	مقدمه
۱۱۰	درجه دگرگونی یا گراد
۱۱۱	الف) تعیین درجه دگرگونی برحسب عمق
۱۱۱	ب) تعیین درجه برحسب مناطق یا زونهای دگرگونی

۱۱۲	۱. زونهای دگرگونی ناحیه‌ای
۱۱۴	۲. زونهای دگرگونی مجاورتی
۱۱۶	ج) تعیین درجه براساس رخساره‌های دگرگونی
۱۱۸	اقسام رخساره‌ها
۱۲۰	۱. رخساره‌های دگرگونی مجاورتی
۱۲۰	۱-۱ رخساره آلپیت-آپیدوت هورنفلس
۱۲۰	۱-۲ رخساره هورنبلند هورنفلس
۱۲۱	۱-۳ رخساره پیروکسن هورنفلس
۱۲۱	۱-۴ رخساره سانیدینیت
۱۲۳	۲. رخساره‌های دگرگونی بر اثر وزن یا رخساره‌های تدفینی
۱۲۳	۱-۲ رخساره زئولیتی
۱۲۳	۲-۲ رخساره پرهیت-یومپله‌ایت
۱۲۴	۲-۳ رخساره گلوکوفان شیت یا گلوکوفانیت یا شیت آبی
۱۲۴	۳. رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای
۱۲۵	۱-۳ رخساره شیت سبز
۱۲۶	۲-۳ رخساره آمفیبولیت
۱۲۶	۳-۳ رخساره گرانولیت
۱۲۶	۴-۳ رخساره اگلوزیت
۱۲۷	درجات دگرگونی و شدت آن
۱۲۸	زیر رخساره‌ها
۱۲۸	سری رخساره‌های
۱۳۰	تیپ‌های دگرگونی
۱۳۱	نوازه‌های دگرگونی دوگانه یا مزدوج
۱۳۴	خودآزمایی ۵

فصل ششم. بافت، ساخت و فابریک سنگهای دگرگونی

۱۳۹	مقدمه
۱۳۹	الف) بافت اولیه سنگهای دگرگونی
۱۴۰	ب) ترکیب شیمیایی
۱۴۳	ج) کانیها
۱۴۸	بافت و ساخت در سنگهای دگرگونی
۱۴۸	ساخت
۱۴۹	فابریک
۱۴۹	فابریک ایزوتروپ
۱۴۹	فابریک انیزوتروپ
۱۵۱	بلاست و اقسام آن
۱۵۲	سریهای کریستالوبلاستی
۱۵۴	اقسام فابریکهای دگرگونی
۱۵۴	الف) سنگهای بدون جهت‌یافتگی برتر
۱۵۴	۱. فابریک موزائیکی
۱۵۴	۲. فابریک درهم رفته یا مضرسی
۱۵۴	۳. فابریک کریستالوبلاستی

۱۵۴	۴. فابریک پورفیروبلاستی
۱۵۵	۵. فابریک پونی کیلوبلاستی
۱۵۵	ب) سنگهای دارای جهت یافتگی برتر و مشخص
۱۵۶	۱. جهت یافتگی یا فابریک صفحه‌ای
۱۵۶	- کلیواژ شکستگی یا کلیواژ درزه‌ای
۱۵۶	- کلیواژ اسلیتی
۱۵۶	- کلیواژ جریانی
۱۵۸	- کلیواژ خطی
۱۵۸	- شیستوزیته یا فابریک شیستی
۱۵۸	- فولیاسیون
۱۵۹	۲. فابریک نواری
۱۵۹	- فابریک گنبدی
۱۶۲	۳. فابریکهای حاصل از خردشدگی در نتیجه عملکرد دگرگونی دینامیکی
۱۶۲	- فابریک میلونیتی
۱۶۳	- فابریک چشمی
۱۶۳	- فابریک کاتا کلاستی
۱۶۳	- فابریک فلیزر
۱۶۳	- ساخت بودین یا فابریک سوسیسی
۱۶۳	۴. جهت یافتگی خطی یا لینه‌آسیون
۱۷۱	خودآزمایی ۶
۱۷۵	فصل هفتم. اقسام سنگهای دگرگونی
۱۷۵	مقدمه
۱۷۷	الف) سنگهای دگرگونی مجاورنی
۱۷۷	مشخصات یک دگرگونی مجاورتی
۱۷۹	باقت هورنفلسها
۱۸۱	انواع هورنفلسها
۱۸۱	۱. هورنفلسهای پلیتی و سنگهای وابسته
۱۸۶	۲. هورنفلسهای کوارتز و فلدسپاری
۱۸۸	۳. هورنفلسهای آهکی
۱۸۹	۴. هورنفلسهای کالک - سیلیکات یا اسکارنها
۱۹۱	۵. هورنفلسهای بازیک
۱۹۳	ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی
۱۹۵	۱. میلونیت
۲۰۰	۲. کاتا کلازیت
۲۰۱	۳. فیلونیت
۲۰۲	ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای
۲۰۳	کانی‌شناسی
۲۰۵	مثالی از یک سری دگرگونی ناحیه‌ای کلاسیک
۲۰۸	اقسام سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای
۲۰۸	۱. اسلیتها
۲۱۱	۲. فیلتها

۲۱۳	۳. شیتها
۲۲۲	۴. آمفیولیتها
۲۲۶	۵. گنیسها
۲۲۹	۶. گرانولیتها
۲۳۱	۷. شارنوکیتهها
۲۳۲	۸. اکلوزیتها
۲۳۵	(د) سنگهای دگرگونی اصابی یا ضربه‌ای
۲۳۸	(ه) سنگهای دگرگونی زیرکف اقیانوسها
۲۴۲	۱. سنگهای دگرگونی درجه خیلی ضعیف
۲۴۲	۲. سنگهای دگرگونی درجه ضعیف
۲۴۳	۳. سنگهای دگرگونی درجه متوسط
۲۴۴	۴. اسپیلیت
۲۴۵	۵. سرپانتینیتها
۲۴۷	۶. تکتونیت اولترابازیک
۲۴۸	(و) دگرگونی هیدروترمال و سنگهای ناشی از آن
۲۵۱	(ز) سنگهای دگرگونی درجات بسیار شدید
۲۵۱	۱. میگماتیتها
۲۵۳	۲. آئاتکسی و گرانیتهای آئاتکسی
۲۵۸	۳. آئاتکسیت
۲۵۹	۴. امبرشیت یا امبرکیت
۲۵۹	سنگهای دگرگونی و منابع معدنی
۲۵۹	الف) سنگها
۲۶۲	ب) کانیها
۲۶۳	شرح مختصری از پراکندگی سنگهای دگرگونی در ایران
۲۶۳	الف) سنگهای دگرگونی مجاورتی
۲۶۴	ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی
۲۶۵	ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای
۲۶۷	د) سنگهای دگرگونی هیدروترمال
۲۶۷	خودآزمایی ۷
۲۷۱	پاسخ خودآزماییها
۲۷۵	منابع
۲۷۵	واژه‌نامه

پیشگفتار

در سال ۱۳۷۱ وقتی که اولین کتاب سنگ‌شناسی دگرگونی را با وسواس زیاد به اتمام رساندم، احساس رضایت کردم. زیرا اولین بار بود که می‌بایست به پیشنهاد دانشگاه پیام‌نور کتابی خودآموز تألیف کردم که جنبه نظری و عملی وجه غالب آن باشد. و این دو برایم تازگی داشت. آن کتاب دوازدهمین کتابی بود که می‌نوشتیم، و با بهره‌گیری از تجارب تدریس در نوشتن آن حوصله زیادی به خرج دادم و نتیجه کتابی شد که از یک طرف به سرعت مورد استقبال دانشجویان رشته‌های زمین‌شناسی و معدن قرار گرفت و از طرف دیگر در سال ۱۳۷۲ کتاب سال جمهوری اسلامی شد. در همان سال نیز دانشگاه تهران آن را بهترین کتاب زمین‌شناسی در دانشگاه‌های کشور شناخت. افزون بر آن، دانشگاه پیام‌نور در ۱۰ سال اخیر چندین بار آن را تجدید چاپ کرده است.

امروز که آن کتاب از صورت درسنامه خارج شده و دانشگاه پیام‌نور آن را به صورت یک کتاب علمی تخصصی به چاپ می‌رساند، سبک نوشتار آن تغییر نکرده و مطالب آن در چارچوب برنامه‌های مصوب شورای عالی انقلاب فرهنگی است و برای آنکه از لحاظ علمی به روز باشد، مطالب جدیدی به آن اضافه شده است. این کتاب در سه واحد درسی (۲+۱) تنظیم شده و مطالب عملی آن نیز با توجه به اشکال و انتخاب مثالهای مناسب به‌ویژه از ایران تدوین شده است. چند صفحه آخر را به پراکندگی سنگهای دگرگونی در محدوده ایران اختصاص داده‌ام تا هم دانشجویان با سرزمینهای دگرگون‌شده کشورمان آشنا شوند و هم به تناسب فرصتهایی که به‌دست می‌آورند به مطالعه صحرائی و نمونه‌برداری سنگهای دگرگونی در نزدیکی محل اقامت خود رغبت بیشتری نشان دهند.

به این امید که توانسته باشم به وظیفه‌ام که خدمت به فرهنگ و اعتلای علمی کشور عزیزمان است عمل کرده باشم، از خوانندگان ارجمند تقاضا دارم با یادآوری نظریات خود مرا در ارائه کتابی کم‌نقص‌تر در چاپهای بعدی یاری کنند.

علی درویش‌زاده

پاییز ۱۳۸۱

فصل اول

اصول و تعاریف

مقدمه

دگرگونی یا متامورفیسم^۱ عبارت است از تغییراتی که در ترکیب شیمیایی، کانی‌شناسی یا ساختار سنگ در حالت جامد رخ می‌دهد تا آن سنگ با محیط فیزیکی و شیمیایی جدید خود سازگاری بهتری پیدا کند. در این تعریف باید به موارد زیر توجه داشت:

الف) کلیه سنگهای موجود در زمین (یعنی آذرین، رسوبی و حتی دگرگونی) ممکن است دچار این تغییر شوند.

ب) شرایط جدید باید با شرایط تشکیل اولیه‌ای که سنگ در آن تشکیل شده نسبتاً متفاوت باشد.

چنانکه می‌دانیم هر سنگ در شرایط مختلف حتی در سطح زمین، به‌صورت بسیار متفاوتی تغییر شکل و ماهیت می‌دهد. به‌علاوه، می‌دانیم که سنگهای آذرین در دماهای زیاد، بین ۶۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، و رسوبها هم در شرایط سطح زمین یعنی درحد تغییرات متعارف هیدروسفر و اتمسفر به‌وجود می‌آیند و طی عمل سنگ‌زایی (دیاژنز) به سنگهای رسوبی تبدیل می‌شود. این دو دسته سنگ، حد نهایی دمای تشکیل سنگها را نشان می‌دهند و در حالت کلی، در هر یک از آنها کانیهایی یافت می‌شوند که در شرایط دمای مربوط به آن پدیدارند. حال، اگر این سنگها طی فرایندهای زمین‌شناسی در شرایط دمای حدواسطی قرار گیرند که مغایر با دمای تشکیل آنها باشد، بسیاری از کانیهای موجود در این سنگها در وضعیت تازه از حال تعادل خارج می‌شوند و در نتیجه به مرور تغییراتی در آنها ایجاد می‌شود که می‌توان آن را دگرگونی نامید. این مسئله در

1. metamorphism

مورد تغییرات فشار نیز صادق است.

ج) حالت جامد را نباید به معنی لغوی و به طور مطلق در نظر گرفت. چنانکه خواهیم دید گاه در شرایطی، سنگ مانند خمیر، حالت انعطاف‌پذیر از خود نشان می‌دهد و چینهایی در آن ظاهر می‌شود (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱ سنگهای دگرگونی چین‌خورده. این چینها در حالت جامد و بر اثر جریان یافتن سنگ به وجود آمده است.

د) تغییرات حاصل در سنگ ممکن است همراه تغییر در بافت و ساخت، تغییر در نوع کانیهای تشکیل‌دهنده سنگ و یا تغییر در هر دو باشد و نتیجه آن پیدایی کانیهای جدید یا بافت و ساخت نوینی باشد که با از بین رفتن کانیهای قبلی و پیدایی کانیهای جدید یا تبلور مجدد آنها انجام شدنی است.

با این توضیحات پدیده دگرگونی به محو و ناپدید شدن یک یا مجموعه‌ای از کانیهای متبلور سنگ تعبیر می‌شود. این تغییرات ممکن است روی سنگهای رسوبی که در شرایط سطحی به وجود آمده‌اند یا در سنگهای آذرین که از ماگما متبلور شده‌اند یا حتی در سنگهای دگرگونی حادث شود. در حالت اخیر، شرایط دگرگون‌شدگی سنگ قبلی تغییر می‌کند و این پدیده با ظهور و پیدایی یک یا مجموعه‌ای از کانیهای جدید، یا تغییر در آرایش کانیها همراه است. بنابراین دگرگونی عبارت است از پاسخی که هر سنگ در مقابل تغییرات محیط شیمیایی یا فیزیکی از خود بروز می‌دهد و این پاسخ به صورت تجدید تبلور کانیهای قدیمی به دانه‌های جدید، یا پدیدار شدن کانیهای نوظهور و تخریب بعضی دیگر یا تغییر در بافت و ساخت تجلی می‌کند.

حد دگرگونی

الف) شروع دگرگونی

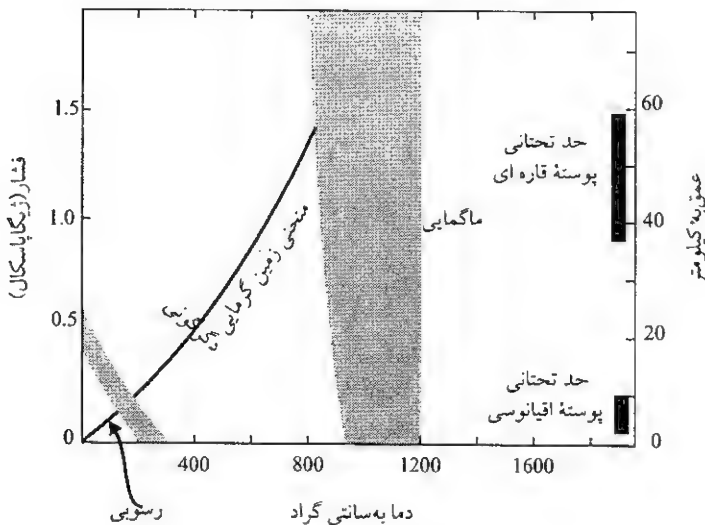
فرایندهایی مانند هوازدگی، دگرسانیه‌های ثانوی، دیاژنز (سنگ‌زایی) را جزء دگرگونی محسوب نمی‌کنند و شروع دگرگونی را بالاتر از شرایط دیاژنز در نظر می‌گیرند. بنابراین، اگرچه در دیاژنز رسوبات یا هوازدگی سنگها در سطح زمین، کانیها جدیدی در حالت جامد به وجود می‌آید، یا بر اثر تبلور دوباره در این شرایط، کانیها ممکن است رشد و نمو یابند، چون این تغییرات در دمای کم انجام می‌گیرد جزو فرایندهای دگرگونی محسوب نمی‌شوند. در واقع، فرایندهای هوازدگی، شامل پدیده‌هایی تخریبی‌اند که در شرایط کمتر از ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار یک کیلو بار و اصولاً در شرایط سطح زمین انجام می‌شوند و فرایندهای دیاژنز شامل پدیده‌هایی غیرتخریبی‌اند که در شرایط فیزیکی فوق اتفاق می‌افتند. بنابراین، تنها فرایندهایی را که در بالاتر از این شرایط (۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار یک کیلو بار) عمل می‌نمایند جزو دگرگونی به حساب می‌آورند، ولی جداکردن این حد و مرز کاملاً نسبی است، زیرا نمی‌توان دما و فشار وارد بر یک سنگ را در چنین محدوده‌هایی مجزا کرد.

اگرچه همگان پذیرفته‌اند که دیاژنز با آغاز دگرگونی خاتمه می‌یابد، ولی لازم است پرسیده شود که فرایند دگرگونی از کجا شروع می‌شود؟

سنگ‌شناسان ظهور کانیهای را که فقط در محیط دگرگونی به وجود می‌آیند (مانند لامونیت، لاوسونیت، گلوکوفان و پاراگونیت)، شروع دگرگونی محسوب می‌کنند. ولی چون شرایط تشکیل این کانیها با هم متفاوت است، فقط ظهور لامونیت و لاوسونیت را که در حداقل شرایط ممکن به وجود می‌آیند مورد توجه قرار می‌دهند. دمای تشکیل لامونیت در حدود ۱۷۵ درجه سانتی‌گراد و در فشار نسبتاً زیاد (۰.۵ تا ۳ کیلو بار) و لاوسونیت نیز در کمترین دما (۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) به وجود می‌آید. ولی باید خاطر نشان کرد که شرایط شیمیایی تشکیل این دو کانی در سنگها همیشه فراهم نیست. بنابراین، فقط در سنگهایی که این کانیها وجود داشته باشند می‌توان به کمک پرتو ایکس یا میکروسکوپ الکترونیکی ابتدا وجود این کانیها را به اثبات رسانید و سپس شرایط شروع دگرگونی را به دست آورد.

ب) خاتمه دگرگونی

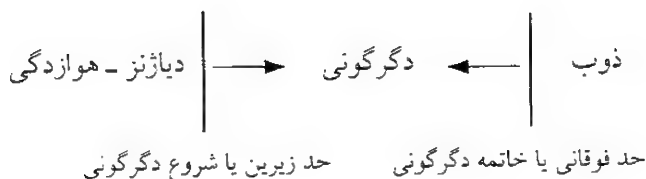
در تعیین شرایط خاتمه دگرگونی نیز با همین مشکل مواجهیم. اگرچه شروع ذوب سنگها را خاتمه دگرگونی و آغاز ماگماتیسم می‌دانند، تعیین حد و مرز ماگماتیسم که مستلزم ذوب در سیستمهای سیلیکاتی است و فرایندهایی که در آن دگرگونی درجات شدید اتفاق می‌افتد در تمام حالات میسر نیست. مثلاً حضور آب، دمای ذوب گرانیته را به ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد کاهش می‌دهد، درحالی‌که در محیط خشک همین نوع سنگ تا حدود ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد حالت جامد خود را حفظ می‌کنند. به همین دلیل در شکل ۱-۲، بین شروع و خاتمه ذوب حالت بینابین حرارتی وجود دارد. در این شرایط، سنگهای خاصی که میگمایت نامیده می‌شوند به‌وجود می‌آیند. بنابراین حد نهایی دگرگونی عبارت است از ظهور مایعات مذاب و ایجاد سنگهای میگمایتی.



شکل ۱-۲ شرایط تشکیل و قلمرو پایداری سه دسته از سنگهای رسوبی، دگرگونی و ماگمایی در نمودار تغییرات دما و فشار. همان‌طور که ملاحظه می‌کنیم سنگهای دگرگونی در شرایط پوسته زمین (و گاه در سطح زمین نیز) به‌وجود می‌آیند. در این شکل، تغییرات درجات زمین‌گرایی نشان داده شده است. خطوط ضخیم تیره سمت راست هم حد تحتانی پوسته قاره‌ای و اقیانوسی را مشخص می‌کند. حد مزبور در مناطق مختلف متفاوت است به‌همین دلیل دامنه تغییرات آن با خط ضخیم نشان داده شده است.

با این توضیحات می‌توان حدود قلمرو دگرگونی را مطابق طرح زیر مشخص کرد

و از آن نتیجه گرفت



در بعضی موارد، سنگهای دگرگونی تغییرات بسیار کمی متحمل می‌شوند (درجات ضعیف دگرگونی)، ولی گاه تغییر حالت چنان شدید است که تشخیص سنگ اولیه را ناممکن می‌سازد. در این حالت، سطوح لایه‌بندی، سنگواره‌ها و حفره‌های موجود در سنگ مادر به‌کلی از بین می‌رود و در شرایط بسیار شدید همان‌طور که قبلاً توضیح داده شد سنگ مانند خمیری پیچ و تاب برمی‌دارد.

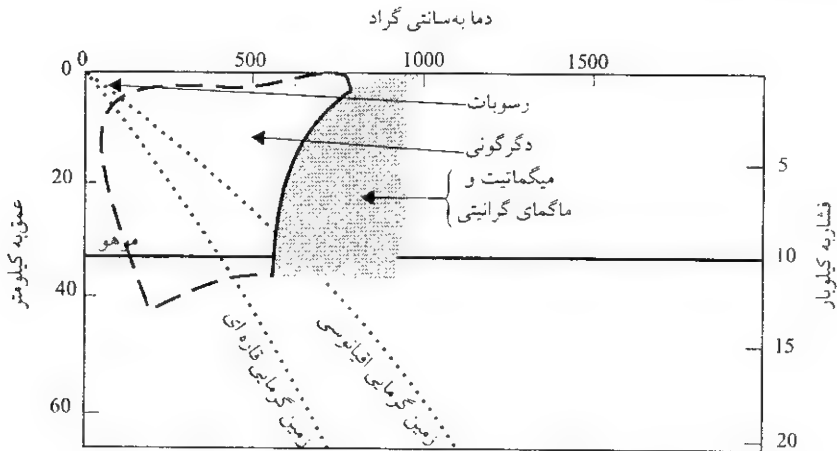
مسلماً رفتار سنگها در برابر عوامل دگرگون‌ساز یکسان نیست. بجز عوامل دما، فشار و سیالات، باید درجه پویایی این سیالات و میزان تغییر شکل‌پذیری سنگ را نیز در نظر گرفت. به‌همین دلیل، لایه‌های مختلف سنگی که تحت تأثیر شرایط یکسان دگرگونی قرار می‌گیرند حالت‌های متفاوتی از خود نشان می‌دهند که در بررسی سنگ‌شناختی باید دقیقاً بدان توجه شود (شکل ۶-۳). اگر سنگهای رسوبی اولیه‌ای وجود داشته باشد که بین لایه‌های آن برشهای پیروکلاستی یا حتی دایک‌هایی از سنگهای آذرین نفوذ کرده باشد، در این صورت سنگهای اخیر نیز در معرض همان درجات دگرگونی قرار می‌گیرند و بنابراین می‌توان درجه و شدت دگرگونی آنها را با سنگهای رسوبی مقایسه کرد.

محل دگرگونی

قبلاً تصور می‌شد که پدیده‌های دگرگونی در شرایط پوسته زمین رخ می‌دهد. حالات و انواع مختلف آن از سطح تا مرز موهو تشکیل می‌شود. ولی امروزه وجود سنگهایی که در شرایط فشار و دمای زیاد به‌وجود می‌آیند (مانند اکلوژیت و اولترامافیکهای دگرگون‌شده) حد آن را از مرز پوسته فراتر می‌برند و قسمتی از گوشته فوقانی را نیز دربرمی‌گیرد (شکل ۱-۳). چنانکه خواهیم دید، بخشی از افیولیت که با نام تکتونیت شناخته می‌شود و زیر موهو قرار دارد، اولترامافیکهای دگرگون‌شده گوشته فوقانی‌اند که درحین جابه‌جایی، دچار دگرگونی دینامیکی شده‌اند.

اصولاً پدیده‌های دگرگونی را، برخلاف فرایندهای رسوبی و ماگماتیسم، به‌طور مستقیم نمی‌توان دید و بررسی کرد و دانسته‌های، درباره این پدیده‌ها بر مبنای مطالعه ویژگی‌های

سنگهای دگرگونی و تطبیق آنها با تجارب آزمایشگاهی و تفسیرهای صحرایی به دست می‌آید. به همین دلیل مطالعه و تفسیر سنگهای دگرگونی تنها در چند دهه اخیر رونق فراوانی یافته است.



شکل ۱-۳ حد نهایی دگرگونی در شرایط پوسته، تولید مایعات مذاب (میگماتیت و ماگمای گرانیتی) است، ولی محدوده تشکیل سنگهای دگرگونی از مرز موهو نیز تجاوز کرده که با حضور سنگهای دگرگون‌شده درجات شدید (اکلوژیت و اولترامافیکهای دگرگون‌شده) مطابقت دارد.

دگرگونیهای پیشرونده و پسرونده

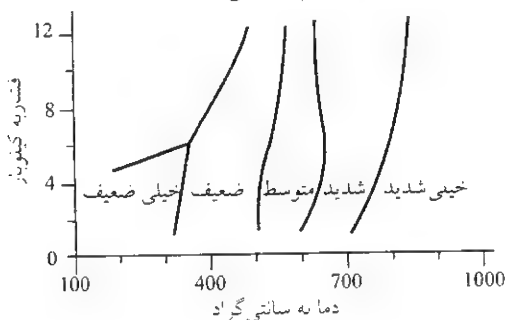
اگر در ناحیه‌ای، دگرگونی بر اثر افزایش تدریجی فشار و دما پدید آید، به آن دگرگونی پیشرونده^۱ می‌گویند. در این نوع دگرگونی تبلور دوباره اهمیت زیادی دارد و همراه آن تغییرات کانی‌شناختی گسترده‌ای نیز رخ می‌دهد. بنابراین، کانیهای قبلی در شرایط جدید پایداری خود را از دست می‌دهند و به جای آنها کانیهای جدیدی تشکیل می‌شود که در شرایط تازه پایدارترینند. این عمل ممکن است با انجام واکنشهایی همراه باشد که آب یا CO_2 را از محیط خارج می‌کند یا ممکن است واکنشهای تبدیل کانیها به یکدیگر باشد (شکل ۱-۵) مانند تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت که سیال در آن نقشی ندارد.

مسلماً، مناطقی که تحت تأثیر شدیدترین درجات دگرگونی قرار داشته باشند به تدریج و به مرور زمان (بر اثر فرسایش یا بالا زدگی ناحیه)، دما و فشار خود را از دست می‌دهند، در نتیجه کانیهای موجود در آن به حالت ناپایدار درمی‌آیند و در صورتی که مواد سیال در

سنگ وجود داشته باشد دگرگونی گسترده‌ای که به آن دگرگونی پسرونده^۱ یا قهقرایی^۲ یا دیافتورز^۳ می‌گویند حاصل می‌شود که نتیجه کلی آن تبدیل کانیهای درجه بالا به مجموعه کانیهای است که در دما و فشار پایینتر پایداری بیشتری دارند.

درجات شدت دگرگونی

چنانکه دیده‌ایم، شروع دگرگونی را پایان دیاژنز می‌دانند. ولی بین دیاژنز و دگرگونی، منطقه‌ای حدواسط یا بینابین وجود دارد که به آن منطقه آنکی‌زون می‌گویند که معرف شروع درجات بسیار ضعیف دگرگونی است. اگرچه برای تعیین درجات شدت دگرگونی روشهای مختلفی وضع شده است که بعداً به آن اشاره می‌شود (فصل پنجم)، برای شروع بحث لازم است با استفاده از نمودار هیندمن^۴، تقسیمات شدت را در محدوده تغییرات دما و فشار مختلف مورد توجه قرار دهیم (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴ حدود تغییرات دما و فشار در شدتهای مختلف دگرگونی

در واقع درجات اصلی شدت عبارت‌اند از:

- دگرگونی با شدت کم که خود به دو درجه بسیار ضعیف و ضعیف تقسیم می‌شود.
- دگرگونی با شدت متوسط
- دگرگونی با شدت زیاد که خود به دو درجه شدید و بسیار شدید تقسیم می‌شود.

مثالهایی از تغییر و تبدیل در کانیها و سنگها

مثال ۱. چندشکلی یا پلی‌مورفیسم

چندشکلی پدیده‌ای است که به موجب آن یک ماده ممکن است تحت شرایط فیزیکی

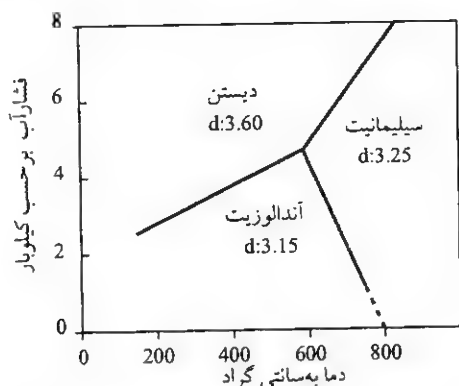
متفاوت (فشار و دما) به بیش از یک شکل (فرم) متبلور دیده شود. همان‌طور که پیشتر گفته شد، هر یک از انواع چندشکلی در شرایط خاصی از فشار و دما پایدارند. اصولاً در چندشکلی، شکلی پایدارتر است که در وضعیت فیزیکی خاص نظم و آرایش اتمی آن با کمترین انرژی ممکن انجام شود. اهمیت چندشکلی در آن است که با پیدا شدن یکی از شکلهای چندشکلی در سنگ می‌توان دست‌کم به وضعیت فشار و دمایی که سنگ در آن تشکیل شده پی برد، ولی این کار همیشه به‌آسانی انجام نمی‌شود زیرا:

تغییر و تبدیل از یک نوع چندشکلی به نوع دیگر به‌ازای تغییرات فشار و دما ممکن است سریع یا کند، برگشت‌پذیر یا برگشت‌ناپذیر باشد. بعضی از تغییر و تبدیلهای هم با حضور بعضی از کاتالیزورها انجام می‌شود. لذا در تشکیل بعضی از چندشکلیها، علاوه بر شرایط فیزیکی باید شرایط محیط شیمیایی را هم در نظر گرفت. محیط شیمیایی ممکن است موجب پیدایی یکی از شکلهای متبلور حتی در خارج از قلمرو پایداری فیزیکی آن شود (شرایط نیمه‌پایدار^۱). در این حالت، برای پی‌بردن به شرایط حرارت و فشار تشکیل سنگ استفاده از کانی چندشکل ممکن است نادرست باشد. مثلاً رسوبات تراورتن و بعضی از رسوبات آهکی در غارها (بعضی استالاکتیتها و استالاگمیتها) از نوع آراگونیت‌اند. ولی می‌دانیم که کلسیت (CaCO_3) در شرایط دما و فشار معمول در سطح زمین متبلور می‌شود ولی آراگونیت (پلی‌مورف کلسیت) در دمای اتاق معمولی ولی در فشار زیاد (۳۰۰۰ اتمسفر) به‌وجود می‌آید. اما تصور اینکه فشار در محیط رسوبگذاری چشمه‌های آهکی یا غارها در حدود ۳۰۰۰ اتمسفر باشد ناممکن به‌نظر می‌رسد که قاعدتاً نیز چنین است. ولی امروزه ثابت شده که اگر در محیط رسوبگذاری مقداری استرونیسم و منیزیم به‌حالت یون موجود باشد، یون کلسیم به‌جای کوئوردیناسیون ۹تایی کوئوردیناسیون ۶تایی به‌خود می‌گیرد و در نتیجه آراگونیت حاصل می‌شود (حالت نیمه‌پایدار CaCO_3) که با تغییر شرایط فیزیکی (در حد دیاژنز) به کلسیت تبدیل می‌شود.

باید دانست که پایداری بسیاری از کانیهای فشار و دمای زیاد در شرایط اتمسفر (مثلاً تبدیل الماس به گرافیت) مربوط به‌همان حالت نیمه‌پایدار آنها است. زیرا تغییر و تبدیل الماس به گرافیت بسیار کند و احتیاج به‌زمانی بسیار طولانی دارد. بنابراین تصور برگشت‌ناپذیری دربارهٔ آنها نادرست است.

اگر یک کانی با تغییرات دما و فشار، بدون آنکه شکل خارجیش تغییر کند، به کانی دیگری تبدیل شود پارامورفسم نامیده می‌شود. مثلاً پیدایش بلورهای کوارتز α در گدازه‌ها امری عادی است که در پایینتر از ۵۷۳ درجه سانتی‌گراد از کوارتز β به وجود می‌آید. عکس این حالت نیز صادق است، یعنی با افزایش دما کوارتز α به کوارتز β تبدیل می‌شود. این تغییر و تبدیل سریع و، به عبارت دیگر، از نوع برگشت‌پذیر است. در این تبدیل فقط آرایش اتمی شبکه تبلور تغییر می‌کند.

تعداد پلی‌مورف‌ها زیاد است و متداولترین آنها در سنگهای دگرگونی سه پلی‌مورف Al_2SiO_5 است که به نامهای آندالوزیت (کانی فشار کم، دما کم)، کیانیت یا دیستن (کانی فشار زیاد، دمای کم) و سیلیمانیت (کانی فشار و دمای زیاد) معروف‌اند (شکل ۱-۴) و در سنگها سرشار از آلومینیم یکی از اقسام آنها را در درجات دگرگونی متوسط تا زیاد می‌توان دید.



شکل ۱-۵ قلمرو پایداری سیلیکات آلومینیم در شرایط دما و فشار متفاوت

مثال ۲. واکنشهای ناکامل در حالت جامد

این قبیل واکنشها را می‌توان در بعضی از سنگها به صورت هاله واکنشی ملاحظه کرد (شکل ۶-۱ و ۷-۱). در این حالت کانی ناپایدار در هاله‌ای از کانیهای پایدار قرار می‌گیرد. کانیهای اخیر نیز خود در نتیجه واکنش بین دو یا چند کانی مجاور به وجود می‌آیند:

حالت الف) در شکل ۶-۱، یک بلور اولیوین را ملاحظه می‌کنیم که ابتدا در تماس با پلاژیوکلاز بوده ولی بعداً در هاله‌ای از هیپرستن و دیوپسید محاط شده است. زیادی منیزیم و آهن اولیوین نیز به صورت اسپینل (MgO, Al_2O_3) در حد فاصل بلورهای پلاژیوکلاز پراکنده شده‌اند. کلسیم حاصل از تخریب پلاژیوکلاز هم در جهت مخالف

به‌طرف اولیوین مهاجرت می‌کند و در تشکیل دیوپسید مصرف می‌شود. مسلماً با از دست رفتن کلسیم پلاژیوکلاز، این کانی در خلال این واکنش سدیم‌دارتر شده است. می‌توان واکنشها را در حد کلی چنین نوشت:



پریکلاز + انستاتیت = فورستريت

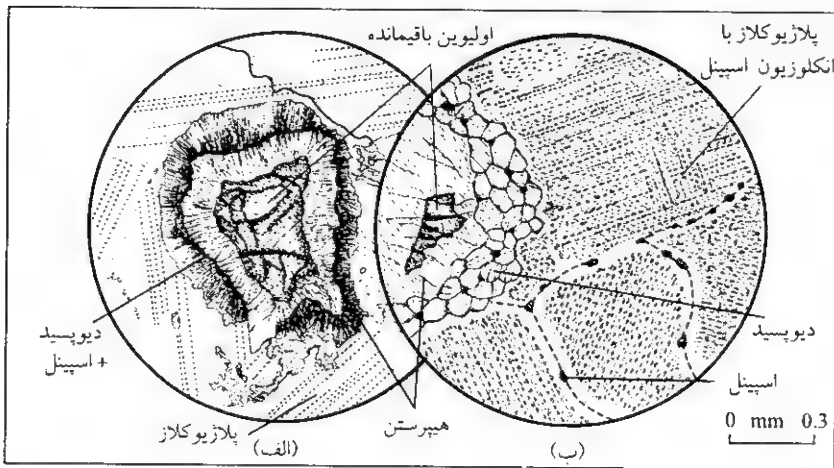


اسپینل + دیوپسید = پریکلاز + آنورتیت

با جمع کردن این دو رابطه خواهیم داشت:



اسپینل + دیوپسید + آنستاتیت = آنورتیت + فورستريت

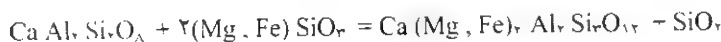


شکل ۱-۶ هاله واکنشی در یک گابروی دگرگون‌شده (متاگابرو). هاله‌ای از کانیهای هیپرستن + دیوپسید + اسپینل در اطراف بلورهای اولیوین به‌وجود آمده و بلورهای اولیوین در تماس با پلاژیوکلاز کلسیم‌دار بوده است (شکل الف). شکل ب، مرحله پیشرفته‌تری از هاله واکنشی است؛ دیوپسید بافت گرانوبلاستیک پیدا کرده و اسپینل در حد فاصل بلورهای پلاژیوکلاز یا در بین تیغه‌های ماکل آن جای گرفته است. بعضی از دانه‌های اسپینل نیز در محل تقاطع بلورهای دیوپسید دیده می‌شوند.

حال اگر بخواهیم علل پیدایی این هاله‌های واکنشی را توجیه کنیم، لازم است به تغییرات دما و فشار محیط توجه داشته باشیم. افزایش دما موجب پیدایی کانیهای نوظهور با حجم بزرگتر و افزایش فشار موجب پیدایی کانیهای جدید با وزن حجمی بیشتر یعنی

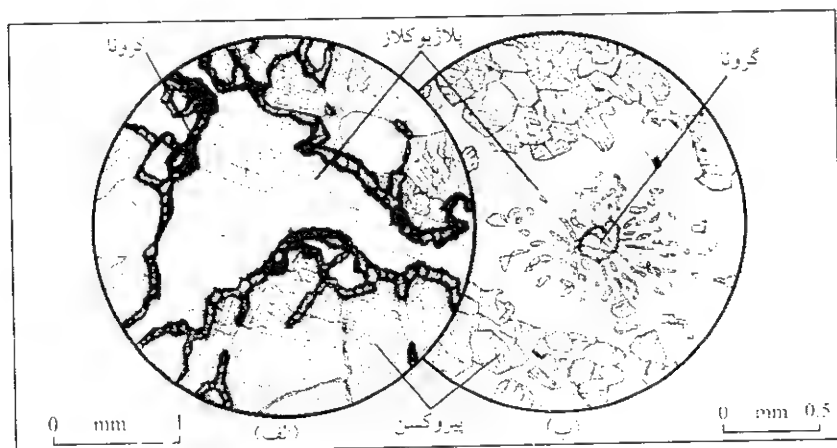
حجم کمتر می شود. در سنگهای گابرویی یا بازالتی، بلورهای پلاژیوکلاز با حجم مولی نسبتاً بزرگ خود در فشار کم در این قبیل سنگها پایداری دارند، ولی با افزایش فشار (یعنی در شرایط دگرگونی) به کانیهای با حجم مولی نسبتاً کوچکتر مانند دیوپسید، هیپرستن و اسپینل تبدیل می شوند. با این توضیحات می توان نتیجه گرفت چگونه اولیون در شرایط گواشته فوقانی (دما و فشار زیاد) پایدار است ولی در شرایط فشار ضعیفتر در مجاورت پلاژیوکلاز به مجموعه ای تبدیل می شود که در شرایط پوسته زیرین پایدار است.

حالت ب) در شکل ۷-۱ به بلورهای گرونا به صورت هاله ای واکنشی در حد فاصل بلورهای پیروکسن (هیپرستن) و پلاژیوکلاز به وجود آمده که نشانه ای از رابطه زیر است:



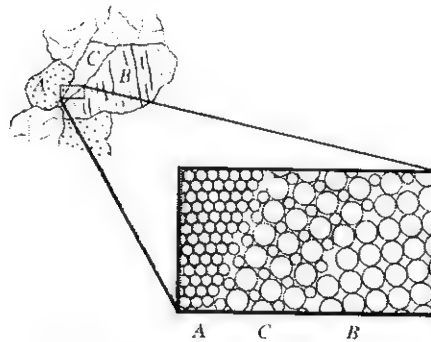
سیلیس گرونا هیپرستن آنورتیت

در حالت الف همین شکل، بر اثر واکنش آنورتیت با هیپرستن، بلورهای گرونا به صورت نواری در حد فاصل این دو کانی به وجود آمده است. چگونگی تشکیل این کانی در حالت جامد که با جابه جایی آنها امکانپذیر گردیده به صورت فرضی در شکل ۸-۱ نشان داده شده و به این ترتیب کانی سنگینتری به وجود آمده است. بنابراین، سنگ مادر آن که یک گابروی معمولی است در شرایط فشار زیاد قرار گرفته و از واکنش بین دو کانی مجاور آنورتیت و هیپرستن، کانی گرونا به شکل نوار به وجود آمده است. مسلماً این



شکل ۷-۱ در شکل الف، بلورهای گرونا در حد فاصل بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت نواری تیره دیده می شود. در شکل ب، حالت عکس دیده می شود، یعنی در اینجا در اطراف بلورهای گرونا، بلورهای کرمی شکل پیروکسن و پلاژیوکلاز به وجود آمده و از بلور گرونا فقط قطعه کوچکی باقی مانده است.

واکنش ناکامل است و برای کامل شدن به زمان زیادی نیاز دارد. در شکل ب، حالت عکس حالت الف را ملاحظه می‌کنیم یعنی گرونا تخریب و به هپپرستن و آنورتیت تبدیل شده که به حالت کرمی‌شکل در اطراف بلورهای گرونا بر جا مانده است. در اینجا سنگ اولیه که خود یک سنگ دگرگونی است به درجات شدت دگرگونی کمتری برده شده؛ بنابراین، دچار دگرگونی پسرونده شده است.

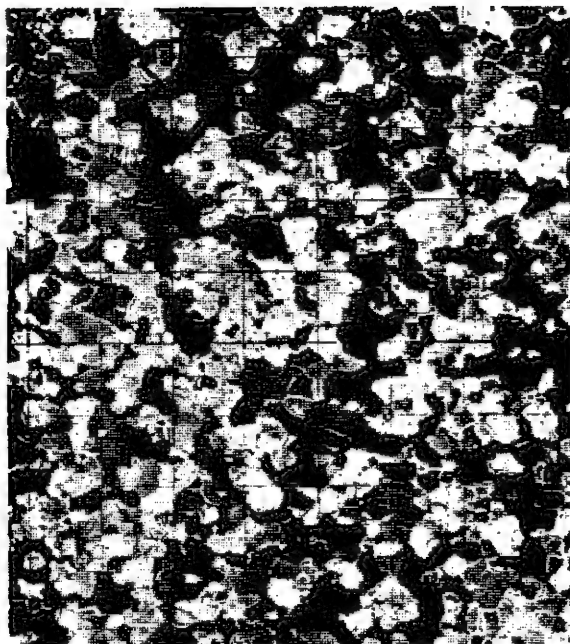


شکل ۸-۱ واکنش شیمیایی بین کانی A و B در حالت جامد منجر به تشکیل کانی C در حد فاصل آنها شده است به نحوی که: $A + B \rightarrow C$

مثال ۳. یخ یخچالهای طبیعی مثالی از دگرشکلی

یخ یک کانی است و مجموعه‌ای از بلورهای آن سنگی را تشکیل می‌دهد که می‌توان در محل یخچالهای طبیعی رؤیت کرد. لازمه تشکیل یخ یخچالهای طبیعی آب و هوای سرد است و می‌توان آن را سنگی دگرگونی پنداشت که در مقیاس عمر آدمی هم به وجود می‌آید. می‌دانیم که یخ بر اثر نیروی وزن خود در شیبهای ملایم همانند خمیری شکل‌پذیر جریان می‌یابد. این عمل باعث خرد شدن و تبلور مجدد بلورها یخ در حالت جامد می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی می‌توان اختصاصات بافت کریستالوبلاستیک سنگهای دگرگونی را در آن ملاحظه کرد (شکل ۹-۱، الف).

جریان خمیری در یخچالهای طبیعی موجب دگرشکلی^۱ لایه‌های یخ نیز می‌شود و چینهایی در آن به وجود می‌آید که می‌توان به کمک لایه‌های کثیف مطابق شکل ۹-۱ ب آنها را رؤیت کرد. این چینها را می‌توان با چینهایی که در اعماق سنگهای دگرگونی و هنگامی که این سنگها به حالت خمیری جریان می‌یابند مشابه دانست. یخ یخچالهای طبیعی هم مانند سایر سنگهای دگرگونی با افزایش دما ذوب می‌شود.



(الف)



(ب)

شکل ۹-۱ (الف) عکس یک مقطع میکروسکوپی از یخ یخچالهای طبیعی در نور پلاریزه است. لکه‌های سیاه کروی حبابهای هواست. (ب) عکس هوایی از حاشیه جنوبی یخچال بارنز در کانادا است، به کمک لایه‌های کثیف، می‌توان چینهای ناشی از جریان خمیری یخ را به خوبی مشاهده کرد.

تبادل در دگرگونی

برخی از سنگهای دگرگونی ترکیب کانی‌شناختی نسبتاً ساده‌ای دارند و در آن یک، دو، سه یا چهار نوع کانی اصلی یافت می‌شود، به عبارت دیگر، تعداد کانیها محدود است. در اینجا کانیهای فرعی (مانند آپاتیت یا زیرکن که به علت وجود فسفر و زیرکیم در سنگ دیده می‌شوند) در نظر گرفته نشده‌اند. سادگی کانی‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ طی دگرگونی از نظر ترمودینامیکی به حالت تعادل رسیده است.

اگر سنگی (یعنی در حالت جامد) در زمان نسبتاً طولانی تحت تأثیر دما و فشار زیاد قرار داشته باشد، ممکن است مجموعه کانیهای جدیدی در سنگ به وجود آید که در شرایط تازه، پایدار باشند. این کانیهای نوظهور در شرایط دگرگونی دارای کمترین انرژی پتانسیل شیمیایی‌اند. -

در شکل ۱-۱۰، مراحل تغییر و تبدیل یک سنگ رسوبی فرضی را به معادل دگرگونی آن نشان داده‌ایم و فرض می‌کنیم که تدریجاً شرایط تعادل ترمودینامیکی برقرار شده است. وانگهی، این سنگ فرضی ترکیب شیمیایی ساده‌ای دارد و در هر مرحله تنها ۲ یا ۳ نوع کانی در آن وجود دارد. مطابق شکل الف، فرض می‌کنیم که در این سنگ قبل از دگرگونی ۲۵ درصد کانی A و ۷۵ درصد کانی B موجود باشد. در حالت‌های ب و ج، این سنگ تحت تأثیر فشار و دمای فزاینده قرار گرفته و در نتیجه دو کانی A و B نسبت به هم حالت پایدار ندارند و بر اثر واکنش شیمیایی، کانی C طبق رابطه زیر به وجود آمده است:



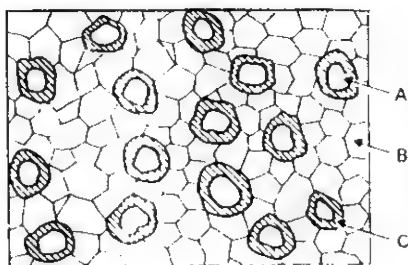
در این واکنش، کانی C انرژی پتانسیل شیمیایی کمتری در دما و فشار دگرگونی نسبت به کانی A + B دارد، ولی کانی B در شرایط جدید حالت پایدار دارد زیرا اولاً واکنش شیمیایی تا جایی که A وجود داشته باشد ادامه یافته و ثانیاً زیادی مقدار B در سنگ به رشد و تبلور دوباره نایل آمده است. در تشکیل کانی C مقدار معینی از کانی A و B (برحسب وزنی) به کار رفته است و اگر معادله شیمیایی هر واکنش مشخص باشد، می‌توان تغییرات حجمی را در هر یک از واکنشها تعیین کنیم.

در شکل ۱-۱۰ ب، حالت تعادل وجود ندارد زیرا تمام کانی A با کانی B وارد واکنش نمی‌شود و در نتیجه قسمتی از آن مصرف نشده می‌ماند. ولی شکل ج، نشانه‌ای از حالت تعادل در شرایط دگرگونی است که در آن تنها مجموعه کانیهای B + C دیده می‌شوند. این

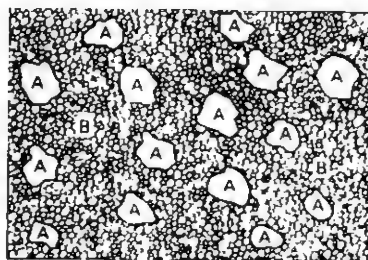
قبیل مجموعه‌های تعادلی^۱ را اصطلاحاً مجموعه‌های کانی^۲ می‌نامند. بعضی از سنگ‌شناسان به‌جای این اصطلاح از کلمه پاراژنوز استفاده می‌کنند که عبارت از مجموعه کانی‌هایی است که شرایط تشکیل و پایداری آنها مشابه هم باشد و از نظر شیمیایی و ترمودینامیکی با هم در تعادل باشند. هر مجموعه کانی به‌صورت زیر نوشته می‌شود و بین آنها علامت + وجود دارد مثلاً:

دیوپسید + گرونا + آنورتیت + کوارتز

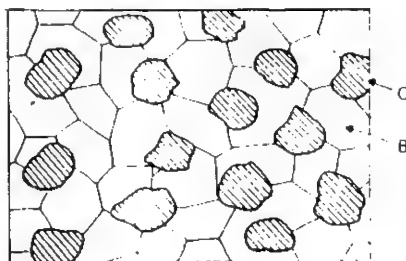
یا در مثال فرضی شکل ۱-۱۰، در حالت ج مجموعه کانیها $B + C$ است. از نظر ترمودینامیکی تعادل هنگامی برقرار می‌شود که کانیهای حاصل در شرایط T, P و X دارای کمترین انرژی و بیشترین پایداری باشند (P = فشار، T = دما و X ترکیب شیمیایی محیط است). اگر سرعت رسیدن به تعادل در مقایسه با سرعت تغییرات شرایط T, P و X کندتر باشد (که حائلی عام است و مثال شکل‌های ۱-۶ و ۱-۷، نمونه‌هایی از آن است)، حصول تعادل کامل به زمان طولانی نیاز دارد.



ب) سنگ به دما و فشار زیاد رسیده سده ولی واکنشها ناکامل است.



تف: رسوب اولیه



ج) فشار و دمای زیاد و مدوم موجب تکمیل واکنشها شده است

شکل ۱-۱۰ مراحل تبدیل کانیهای یک رسوب اولیه به مجموعه کانیهای در کونی در نتیجه واکنشهای شیمیایی.

روش ساده‌ای که براساس آن بتوان ادعا کرد که مجموعه کانیها در یک سنگ دگرگونی به‌حالت تعادل رسیده‌اند وجود ندارد. بعضی از بافتها غالباً با تعادل همراهاند (مانند بافت گرانوبلاستیک) ولی سنگهای بدون آن نیز ممکن است تعادل کانی‌شناسی داشته باشند.

آر. میسون (۱۹۸۴)، در یک سنگ دگرگونی روابط بافتی زیر را به‌منزله تعادل پاراژنتیکی در نظر می‌گیرد:

۱. هر یک از کانیهای یک مجموعه پاراژنتزی باید دارای حد و مرز مشخص نسبت به کانی مجاور باشد. مرزهای نامشخص بین یک مجموعه کانی نشانه عدم تعادل یا حصول درجه بسیار پایین تعادل است.

۲. بافت باید در نتیجه تبلور دوباره در سنگ دگرگونی به‌وجود آید. قطعه‌قطعه شدن در خلال دگرگونی دینامیکی یا تبلور یک ماده مذاب را نمی‌توان تعادل دگرگونی دانست.

۳. در کانیها نباید نشانه‌های (زونینگ منطقه‌ای) شدن شیمیایی* دیده شود.

۴. در کانیها نباید حالت جانشینی وجود داشته باشد، مانند هاله واکنشی در شکل ۷-۱، یا علائم دگرسانی^۱ در طول شکستگیهای سنگ.

مسلماً باید در تشخیص این موارد شخص تجربه کافی وجود داشته باشد.

محیط دگرگونی

چنانکه اشاره شد، تحولات دگرگونی در حالت جامد صورت می‌گیرد. بنابراین بلورهای جدید باید ضمن رشد خود یا کنار زدن یا از بین بردن و جانشین شدن به‌جای مواد قبلی، جای خود را باز کنند. به این ترتیب، ساخت سنگهای دگرگونی و روابط بین دانه‌های مختلف تابع قدرت جاسازی کانیهای مختلف است. به‌علاوه، مواد لازم برای تشکیل یک بلور جدید باید به‌طریقی به‌درون این محیط جامد، یعنی از طریق فضاهای بسیار ریز بین دانه‌های سنگ به‌محل تشکیل بلور جدید، منتقل شود. به این ترتیب، فاصله‌ای که مواد در آن آزادانه جابه‌جا می‌شوند نقش مهمی در ساخت سنگ و درجه حفظ شدن یا از بین رفتن ساختمان اولیه سنگ بازیگ می‌کند. انرژی لازم که در به حرکت درآمدن یونها یا مواد

* مثلاً زونینگ در پلاژیوکلاز از نوع شیمیایی است و در آن سدیم و کلسیم با جانشینی موجب زونینگ می‌شوند.

سیال مؤثر است تغییرات دما و فشار است و عامل زمان را هم باید در آن گنجانند. ضمناً خاطر نشان می‌کنیم که در سنگهای دگرگونی تمام کانیها (لااقل از لحاظ نظری) همزمان با هم متبلور می‌شوند یا تبلور مجدد می‌یابند. بنابراین، شکل هر کانی به‌عوامل بستگی دارد که اهم آنها عبارت‌اند از:

- قابلیت انعطاف‌پذیری و سهولتی که کانی جدید در محیط جامد برای خودجا باز می‌کند.
- بافت اولیه سنگ و حضور یک مرحله سیال در مرز بین دانه‌ای.
- فشارهای مختلفی که در محیط تشکیل سنگ دگرگونی وجود داشته است.
- باید افزود که برای وقوع واکنشهای دگرگونی حضور یک فاز سیال ضروری است. در واقع بافت یک سنگ دگرگونی نتیجه انجام مجموعه‌ای از واکنشهای پیچیده جانشینی و تبادل یونی است که با برخی از مواد سیستم و به‌ویژه به یک سیال موجود در مرز دانه‌ها وابسته است.

دگرگونی توپوشیمیایی و متاسوماتوز

دگرگونی سنگها ممکن است در سیستم باز یا بسته انجام شود.

در حالت اول یعنی در سیستم باز، طی عمل دگرگونی ترکیب شیمیایی توده سنگ تغییر می‌کند، یعنی مقداری ماده به آن اضافه، یا از آن کم می‌شود. این نوع دگرگونی را آلوشیمی هم می‌گویند که شایعترین آنها متاسوماتیسم است.

حالت دوم دگرگونی زمانی اتفاق می‌افتد که ترکیب شیمیایی کلی توده سنگ، قبل و بعد از دگرگون شدن تغییر نکند. یعنی تغییر و تبدیل در سیستم بسته انجام شود. به این ترتیب، فقط کانیها و ساخت سنگ تغییر می‌کند و این دگرگونی را دگرگونی ایزوشیمیایی یا توپوشیمیایی می‌نامند.

مثال زیر برای اثبات دگرگونی توپوشیمیایی مفید است:

با نفوذ گرانیات هووالد^۱ در داخل شیستهای استیژ^۲ (در ماسیف سانتال فرانسه) دگرگونی مجاورتی بسیار جالبی به‌صورت هاله به‌وجود آمده که در بسیاری از نوشته‌ها از آن یاد شده است. در این هاله از بیرون به داخل، از یک سنگ اولیه، سنگهایی با درجات دگرگونی متفاوت به‌وجود آمده‌اند که عبارت‌اند از:

(الف) منطقه شیستهای لکه‌دار. که در آن بلورهای دانه‌دار درشت (پوروفیروپلاست)

سیاه‌رنگ کوردیریت با واکنش زیر در داخل شیست‌ها ظاهر می‌شوند:



ضمناً بخشی از هماتیت سنگ مادر به مانیتیت و ماده‌آلی به گرافیت تبدیل شده است.

ب) منطقه شیست‌های نودولی میکادار. سنگ حالت شیستی خود را از دست داده و حالت بلورین بیشتری پیدا کرده، ابعاد دانه‌ها درشت‌تر شده و بیوتیت جدید در آن به وجود آمده است. در این حالت کانیه‌های زیر را در آن می‌توان مشاهده کرد:

کوارتز + موسکوویت + بیوتیت + کوردیریت + تورمالین + مانیتیت
حذف کلریت برای تولید بیوتیت از مشخصات شیست‌های نودولی است.

ج) هورنفلس آندالوزیت‌دار. بخش درونی‌تر هاله است، بافت اولیه سنگ کاملاً از بین رفته و سنگ متراکم‌تر شده است. ساخت سنگ در زیر میکروسکوپ، دانه‌ای یا پورفیروبلستی است. در متن سنگ بلورهای دانه‌درشت آندالوزیت دیده می‌شوند و با پیدایی آندالوزیت مطابق واکنش زیر کوردیریت حذف می‌شود:



گاهی در مجاورت بعضی از توده‌های گرانیتی عمقی، هاله اضافی دیگری ممکن است دیده شود (هورنفلس فلدسپاری). در این حالت مطابق واکنش زیر آندالوزیت ناپایدار می‌شود و در عوض سیلیمانیت و فلدسپار پتاسیم به جای موسکوویت ظاهر می‌شود:



حال اگر ترکیب شیمیایی شیست‌های استیژ را با سنگ‌های سه‌گانه هاله دگرگونی مقایسه کنیم (جدول ۱-۱)، می‌بینیم ترکیب شیمیایی در حد کلی ثابت مانده است. ولی خاطر نشان می‌کنیم که مواد سازنده هورنفلس آندالوزیت‌دار یا مثلاً مواد سازنده یک گنیس دانه‌درشت، مکانی که آندالوزیت یا فلدسپار به خود اختصاص می‌دهد، از فاصله‌ای نه چندان دور به آن انتقال یافته، بنابراین مسئله ایزوشیمیایی امری نسبی است. به علاوه، یک سنگ پس از دگرگونی شدن هم ممکن است تحت تأثیر محلول‌های شیمیایی (متاسوماتوز) قرار گیرد. بنابراین دگرگونی ایزوشیمیایی واقعی وجود ندارد و می‌توان حالت اول را دگرگونی با متاسوماتوز شدید و حالت دوم را دگرگونی با متاسوماتوز ضعیف در نظر گرفت.

جدول ۱-۱

اکسیدها	شیت استیژ	شیت لکه دار	شیت نودولی	هورنفلز آندالوزیت دار
SiO ₂	۵۷٫۳	۵۷٫۹	۵۶٫۷	۵۸٫۸
Al ₂ O ₃	۲۵٫۳	۲۵٫۳	۲۷٫۹	۲۴٫۴
Fe ₂ O ₃	۶٫۴	۶٫۷	۶٫۴۴	۷٫۴
FeO	۱٫۲	۱٫۶	۰٫۳	۰٫۵
CaO	۱٫۹	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹
MgO	۰٫۷	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۷
K ₂ O	۲٫۶	۱٫۶	۳٫۸	۲٫۵
Na ₂ O	۲٫۲	۱٫۶	۰٫۸	۱

عوامل دگرگون ساز

مهمترین عوامل فیزیکی که در دگرگونی سنگها نقش دارند فشار و دماست. تغییرات این دو عامل بین کانیهای سنگ فعل و انفعالاتی را باعث می شود که بعضی از نمونه های آن را در صفحات قبل دیده ایم. چنانکه قبلاً گفته شد، هر کانی در فشار و دمای معینی تشکیل می شود و اگر در شرایط جدیدی از دما و فشار قرار گیرد ناپایدار می شود و برای رسیدن به شرایط تعادل جدید به کانیهای دیگری تبدیل می شود.

غیر از دو عامل فوق باید نقش زمان و سیالات (عامل شیمیایی) به خصوص آب را هم در نظر داشت. در شرایط فوق بحرانی که معمولاً در بسیاری از شرایط دگرگونی فراهم است، سیال گازی همانند مایعات رفتار می کند. در حالت معمولی، مواد فرار، حتی قبل از شروع دگرگونی، به درون سنگها نفوذ می کند و ممکن است در شکافها و منافذ باقی بماند حتی توسط کانیها جذب شود. همین مواد فرار نقش مهمی در دگرگونی برعهده دارند. چنانکه تبدیل بازانت به آمفیبولیت مستلزم حضور مقداری آب در شکافهای بسیار ریز این بازالتهاست.

آزمایشهای مختلف حاکی از آن است که حضور آب سرعت تبلور دوباره کانیها را افزایش می دهد و بدون آن بعضی از فعل و انفعالات حتی طی زمان زمین شناسی هم انجام پذیر نیست. این عمل به علت نقش کاتالیزی آب است که حتی به مقدار کم، تأثیر فراوانی بر جای می گذارد.

به رغم وجود سیال فعالی که حاوی مقدار کانیهای حل شده باشد و این کانیها با سیال مزبور در حال تعادل باشند، انتقال مواد به فواصل دور صورت نمی گیرد و در نتیجه

در خلال زمان، برای دگرگون شدن سنگها، سیستم ترمودینامیکی بسته‌ای به وجود می‌آید، یعنی انتقال مواد به فاصله معادل ابعاد بلورهایی که به تازگی تشکیل شده‌اند محدود است؛ زیرا ثابت شده که غالباً طی دگرگونی اختلاف جزئی شیمیایی رسوبات اولیه به خوبی حفظ می‌شود. با این همه، سیستم بسته مورد بحث نسبی است و همیشه مقداری آب یا گاز کربنیک سیستم را ترک می‌کند، زیرا با ایجاد و افزایش گازهای مزبور فشار فوق‌العاده‌ای به وجود می‌آید که سبب تولید شکاف در سنگها می‌شود که خروج گازها را تسهیل می‌کند.

در دگرگونیهای ناحیه‌ای که وسعت زیادی را هم اشغال کرده باشند، می‌توان سنگهایی با درجات دگرگونی متفاوتی تشخیص داد. در این حالت، در هر یک از این سنگها، کانیهای (فازهای) مشخصی دیده می‌شوند که معرف دما و فشار یک سیستم معین است.

فشار مؤثر در دگرگونی

می‌دانیم که فشردگی هر ماده جامد باعث کاهش حجم آن می‌شود. این عمل را در رسوبات به خوبی می‌توان مشاهده کرد؛ چه، در این حالت، ازدیاد فشار باعث کاهش حجم فضاها و خالی و خروج آب از آن می‌شود. مسلماً هرچه فشار بیشتر باشد رسوبات فشرده‌تر می‌شود و آب بیشتری از خود خارج می‌کند. در این صورت، وضعیت قرار گرفتن دانه‌ها تغییر می‌کند. فشارهای مؤثر در دگرگونی سنگها، متفاوت‌اند و انواع مهم آن عبارت‌اند از:

الف) فشار هم‌جانبه^۱. فشاری است که به‌طور یکسان از هر طرف به یک نقطه وارد آید. ساده‌ترین فشار از این دست، فشار هیدروستاتیک است که مثلاً درون استوانه‌ای محتوی آب در هر نقطه آن وجود دارد. این فشار معادل وزن ستون آب در بالای آن نقطه است.

درون زمین نیز همین وضع برقرار است، یعنی مقدار فشاری که بر یک نقطه در درون زمین وجود دارد تابع وزن سنگهای فوقانی بر آن نقطه است. این فشار را فشار بار یا فشار لیتواستاتیک (PI) می‌نامند و همانند فشار هیدروستاتیک رفتاری همه‌جانبه یا ایزوتروپ دارد. این فشار را با حرف P نمایش می‌دهند. مقدار این فشار با افزایش عمق زیاد می‌شود، به نحوی که می‌توان در هر عمق مقدار آن را از رابطه $P = \rho gh$ به دست آورد، که در آن ρ چگالی سنگهای فوقانی، h عمق و g شتاب جاذبه زمین است. مقدار این فشار در عمق

مثلاً ۸ کیلومتری و به فرض اینکه چگالی سنگها ۲٫۷۵ باشد برابر ۲۲۰۰ کیلوگرم بر سانتی متر مربع خواهد بود.* در بحث مربوط به پایداری کانیاها در دگرگونی، معمولاً فقط فشار لیتواستاتیک مورد توجه قرار می گیرد. این فشار به تنهایی نمی تواند سبب تغییر شکل سنگها شود.

در حالت کلی عملکرد فشار لیتواستاتیک را می توان چنین خلاصه کرد:

- ماده را متراکم و وزن حجمی را زیاد می کند. این عمل با تبلور کانیاها سنگیتر جبران می شود.

- با افزایش تراکم، سرعت عبور امواج زلزله سریعتر می شود.

- دمای ذوب کانیاها و سنگها را افزایش می دهد.

ب) فشار جهت دار. گاهی فشارهای وارده بر سنگهای زمین در بعضی جهات بیشتر از جهات دیگر است. در این حالت برحسب مقدار فشار، دمای سنگ و مسلماً زمان، تغییراتی در سنگ بروز می کند که چین خوردگیها و شکستگیها نمونه بارز آن است. چنانکه خواهیم دید، در سنگهای دگرگونی ناحیه ای، در جهت عمود بر فشارهای جهت دار، کانیاها ورقه ای روی هم قرار می گیرند و در همین جهت رشد می کنند و در نتیجه تورق جدیدی در سنگ به وجود می آید که غالباً نسبت به سطح لایه بندی طبقات رسوبی مورب است. در پاره ای موارد، سنگ به صورت ماده ای شکننده رفتار می کند و گسیخته می شود. قطعات حاصل روی سطوح لغزش که با فشارهای برتر هم جهت است به جریان درمی آیند.

سنگی که تحت فشار جهت دار قرار گیرد در معرض تنشهای انحرافی واقع می شود که نقش عمده ای در اختصاصات بافتی سنگ دارد. این نوع فشار فقط در بافت سنگ تأثیر می گذارد و تأثیری روی مجموعه کانیاها این سنگ (پاراژنز) ندارد و فقط باعث تسریع واکنشها یا سبب تسهیل جابه جایی سیالهای مؤثر در این واکنشها می شود.

آزمایشهایی که روی تغییر شکل سنگها به عمل آمده حاکی از آن است که فشارهای جهت دار در شدیدترین حالات، حداکثر در حدود ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ بار زیاده تر از فشار وزن لایه هاست. به علاوه، حدس می زنند که فشار تکتونیکی ممکن است ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ بار فشار کلی را افزایش دهد. می دانیم که در دمای زیاد، سنگها انعطاف پذیری بیشتری دارند و

* اگرچه واحد فشار در سیستم بین المللی واحدها پاسکال (هر ۱۰^۵ پاسکال (Pascal) برابر یک کیلوگرم بر سانتی متر مربع) است، در بیشتر کتابها به جای آن، از فشار بار (bar) و کیلوبار استفاده می شود. یک کیلوبار نیز معادل ۱۰^۵ ژیگا پاسکال است.

تغییر شکل پلاستیک (خمیری) در آنها بروز می‌کند. بنابراین، تأثیر فشارهای تکتونیک روی آنها تا اندازه زیادی کاهش می‌یابد و در عوض موجب تغییر شکل آنها می‌شود (چین‌خوردگی). در فصل آینده توضیح بیشتری در این باره ارائه خواهد شد.

ج) فشار سیالات. در شرایط دگرگونی، مواد فرار موجود در منافذ یا در شکافهای ریز سنگها یا در مرز دانه‌ها اغلب به‌عنوان فاز سیال عمل کرده و فشار دیگری ایجاد می‌کند که به آن فشار سیالی^۱ (P_f) می‌گویند. تأثیر این فشار همانند اثر فشار وزن طبقات فوقانی یعنی فشار لیتواستاتیک است. به‌علاوه، در بعضی از فعل و انفعالات، با بالا رفتن دما مقداری آب و گاز کربنیک هم آزاد می‌شود که به‌علت کوچک بودن حجم منافذ، فشار حاصل از این سیالات گاهی بیش از فشار وزن طبقات فوقانی است ($P_f > P_l$) و در نتیجه با ازدیاد این فشار شکستگیهایی پدید می‌آید و مقداری آب و CO_2 رها می‌شود. فقط بعد از دگرگونی، موقعی که فاز سیال به خارج نشت کند فشار اضافی گازها از بین می‌رود و در همین حالت، حجم منافذ به‌نحو چشمگیری کاهش پیدا می‌کند. بنابراین، ممکن است فشار فاز سیال اضافی که در سیستم ایجاد می‌شود در مرحله دگرگونی، چندین کیلو بار بیش از فشار وزن طبقات باشد. این امر سبب تغییر رابطه بین فشار فاز سیال و عمق می‌شود، یعنی اگر $P_f = P_l$ باشد، بین فشار و عمق (یعنی درجه زمین فشاری) رابطه برقرار است ولی اگر $P_f > P_l$ باشد رابطه بین عمق و فشار برقرار نیست.

در شرایطی که ماگماهای سرشار از سیالات در سنگهای مجاور تزریق می‌شوند فشار زیادی ایجاد می‌شود که در این حالت باز هم رابطه $P_f > P_l$ وجود دارد و تا زمانی که سیالات با کانیهای مجاور واکنش ندهند یا از محیط خارج نشوند چنین وضعی برقرار خواهد ماند. ولی در اعماق زیادتر که مقدار فاز سیال و به‌خصوص آب کاهش می‌یابد فشار فاز سیال کمتر خواهد بود ($P_f < P_l$)، این حالت را می‌توان در دگرگونی درجات شدید مثلاً رخساره گرانولیت و اکلوژیت مشاهده کرد.

به‌طور کلی ترکیب فاز سیال بسیار متفاوت است و علاوه بر آب و CO_2 ممکن است اکسیژن، گوگرد، اسیدها (مثلاً FH و ClH)، کمی سیلیس (یا سیلیکات) و املاح فلزی هم باشد که در تمام دگرسانیهای هیدروترمال و متاسوماتسیم و دگرگونیهای مجاورتی (مثلاً اسکارن) می‌توان نقش آن را ملاحظه کرد و همان‌طور که در بالا ذکر شد، عملکرد فشار جهت‌دار با ورود سیالات تشدید می‌شود.

(د) **انحلال بر اثر فشار.** این پدیده را می‌توان ادغامی از عملکرد فشار جهت‌دار و فشار سیالات در نظر گرفت. اگر بلورهای نبات را زیر قطره‌های آب قرار دهیم در محلی که آب با انرژی زیادتر به نبات برخورد می‌کند آن را حل می‌کند و ممکن است در نقاط کم‌انرژی، بلورهای نبات مجدداً تشکیل شود. این موضوع را می‌توان با پدیده انحلال بر اثر فشار مشابه دانست که حتی قادر است شکل کانیهای مانند کوارتز را با حل کردن آن تغییر دهد و آن را پهن و مسطح کند (شکل ۲-۱۰). مسلماً هرچه جریان آب سریعتر (با انرژی زیادتر) و دمای آن زیادتر باشد اثر انحلال آن بیشتر است.

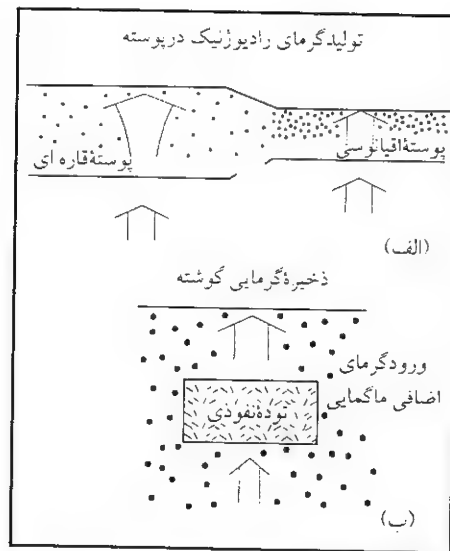
اگر کانیهای یک سنگ، تحت فشارهای جهت‌دار قرار گیرد که در آن محلولهای داغ نیز در جریان باشد مسلماً، محلولهای مزبور در امتداد کمترین انرژی به جریان می‌افتند. بنابراین کانیها در نقاط پرانرژی حل می‌شوند و به‌صورت محلول به جریان می‌افتند و در نقاط کم‌انرژی، به‌رشد و تبلور خود ادامه می‌دهند. این فرایند به نامهای مختلف مانند جریانهای تراوشی، انتقال محلولها، انحلال بر اثر فشار، خزش انتشاری، اصل ریگی^۱، خزش کوبل^۲، یا خزش نابارو - هرینگ^۳ نامیده می‌شوند و ممکن است با تغییر شکل خمیری در مقیاس ساختمان بلورین همراه باشد (شکل ۲-۵ را ببینید).

دما

یکی از راههای تبادل دما، بین جسم گرم‌تر و جسم با دمای کمتری هدایت گرما است. این عمل تا زمانی که اختلاف دما، بین آن دو کاملاً از بین نرفته باشد ادامه می‌یابد. ولی چون گرمای ویژه اجسام مختلف متفاوت است، برای ازدیاد یک درجه دمای آنها به‌مقادیر متفاوت گرما نیاز داریم. این مسئله در مورد سنگها نیز صادق است. روی هم رفته، سنگها در برابر گرما عایق خوبی به‌شمار می‌روند. زیرا گرما را به‌کندی منتقل می‌کنند. بنابراین اگر حجم بزرگی از آنها تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گیرد باید تغییرات گرمایی شدیدی را در طی دهها میلیون سال تحمل کرده باشند.

گرمای لازم برای افزایش دمای سنگهای پوسته از چند منبع تأمین می‌شود (شکل ۱-۱۱) که مهمترین آنها عبارت‌اند از:

الف) گرمایی که از گوشته به قاعده پوسته منتقل می‌شود و خود محتملاً از هسته نشئت می‌گیرد:



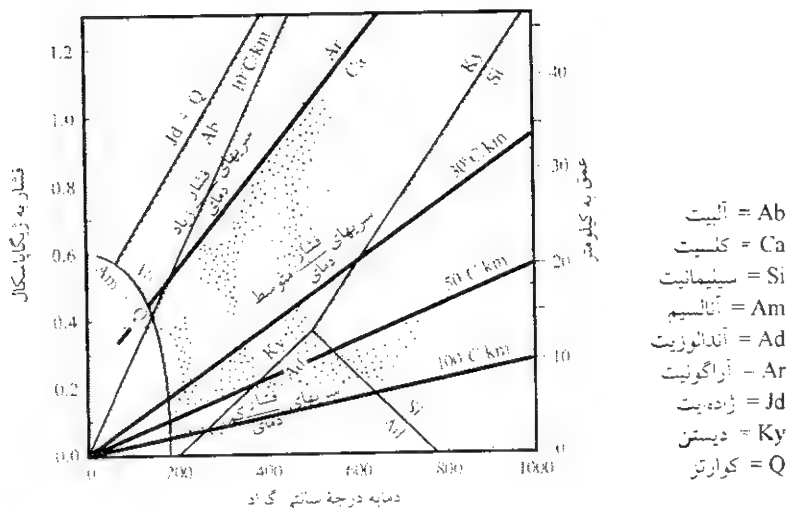
شکل ۱-۱۱ منابع اصلی تأمین‌کننده گرما در سنگهای پوسته. گرمای حاصل از تشعشع حرارتی گواشته به پوسته وارد می‌شود ولی به علت وفور مواد رادیواکتیو در پوسته قاره‌ای، میزان جریان گرما در پوسته قاره‌ای بیشتر از پوسته اقیانوسی است (الف). با نفوذ یک توده ماگمایی به داخل پوسته، گرمای بیشتری به اطراف منتقل می‌شود (ب).

(ب) گرمایی که از تلاشی مواد رادیواکتیو در داخل پوسته تولید می‌شود و مقدار آن در پوسته قاره‌ای بیشتر از پوسته اقیانوسی است؛ ماحصل این اعمال افزایش دما برحسب عمق است. می‌دانیم با افزایش عمق زمین (ΔZ)، دمای درون زمین (ΔT) نیز زیاد می‌شود. رابطه $\Delta T / \Delta Z$ را درجه زمین‌گرمایی یا به‌طور ساده ژئوترم می‌نامند. این نسبت با جریان حرارتی Q رابطه مستقیم دارد، چنانکه

$$Q = K \left(\frac{\Delta T}{\Delta Z} \right)$$

که در آن Q میزان گرمایی است که در واحد زمان از واحد سطح زمین خارج می‌شود. K نیز هدایت حرارتی نامیده می‌شود و مقدار آن را می‌توان در آزمایشگاه روی نمونه‌های حفاری تعیین کرد. درجه زمین‌گرمایی نیز با توجه به حفاریهایی که انجام شده از ۱۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر اندازه‌گیری شده (شکل ۱-۱۲) و میزان متوسط آن ۳۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر است. بنابراین، با به‌دست آوردن K و در دست داشتن درجه زمین‌گرمایی (یعنی $\Delta T / \Delta Z$)، می‌توان مقدار

جریان حرارت (Q) هر محل را به دست آورد. مطالعات حاکی از آن است که جریان حرارت در نقاط مختلف متفاوت است و روی هم رفته:



شکل ۱-۱۲ منحنیهای متفاوت درجات زمین گرمایی (خطوط پرننگ) و قلمرو پایداری بعضی از کانیها نیز مشخص شده است.

- در اقیانوسها بیشتر از قارههاست و مقدار آن از اقیانوس اطلس به اقیانوس هند و اقیانوس آرام افزایش می یابد. این مسئله ممکن است به ساختمان متفاوت و سن اقیانوس مربوط باشد.

- محور برآمده وسط اقیانوسها دارای جریان گرمایی زیادتری نسبت به دیگر نواحی اقیانوسی است. در دامنه های این محور از مقدار آن تدریجاً کاسته می شود.

- در امتداد گودالهای اقیانوسی، جریان گرما به حداقل می رسد.

- این تفاوتها در اعماق زیادتر از بین می رود و منحنیهای درجه زمین گرمایی بر هم منطبق و یکنواخت می شوند.

بنابراین، سنگها در چند کیلومتری از سطح زمین داغ اند و به کندی (۱۰° در طول یک دوره زمین شناسی) همانند یخ یخچالها جریان می یابند. جریانهای جابه جایی گوشته ای با حرکت دیپیری مواد سازنده آستوسفیر نمونه های بارز آن محسوب می شوند.

مطابق شکل ۱-۱۳، منحنیهای درجات هم گرما در گودالهای اقیانوسی سریعاً سقوط می کند. این مسئله به فرو رفتن پوسته سرد اقیانوسی در محل گودالهای اقیانوسی به داخل

گوشته زمین ارتباط دارد. مسلماً هرچه سرعت فرورانش بیشتر باشد، افت منحنیها در محل گودال بیشتر و سریعتر است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت نواری از مناطق سرد و پرفشار در حاشیه قاره‌ها در کنار منطقه گرمتر قرار می‌گیرد که خود در ایجاد نوارهای جفت دگرگونی نقش مهمی بر عهده دارد (شکل ۵-۹).

در مقیاس منطقه‌ای، جایی که توده‌های آذرین نفوذ کرده باشد (شکل ۱-۱۱ ب) درجات زمین‌گرمایی افزایش می‌یابد. این امر به مقدار گرمای توده آذرین و حجم آن بستگی دارد. ضمناً هرچه توده آذرین در شرایط نزدیک به سطح زمین سرد شود سنگهای اطراف گرمای زیادتری دریافت می‌کنند، به این ترتیب، هاله‌ای از سنگهای دگرگونی پرحرارت به‌وجود می‌آید (دگرگونی مجاورتی). اصولاً مقدار گرمایی که از یک توده نفوذی به سنگ رسوبی می‌رسد صرف واکنشهای تغییر و تبدیل کانیهای آن می‌شود و در نتیجه نمی‌تواند موجب افزایش دمای آن شود. ولی اگر همین گرما به سنگهای ماگمایی و دگرگونی که قسمت اعظم آنها از کانیهای نیمه‌پایدار دمای زیاد ترکیب یافته برسد، موجب افزایش دمای آن می‌شود. به‌طور خلاصه عملکرد دما در دگرگونی عبارت است از:

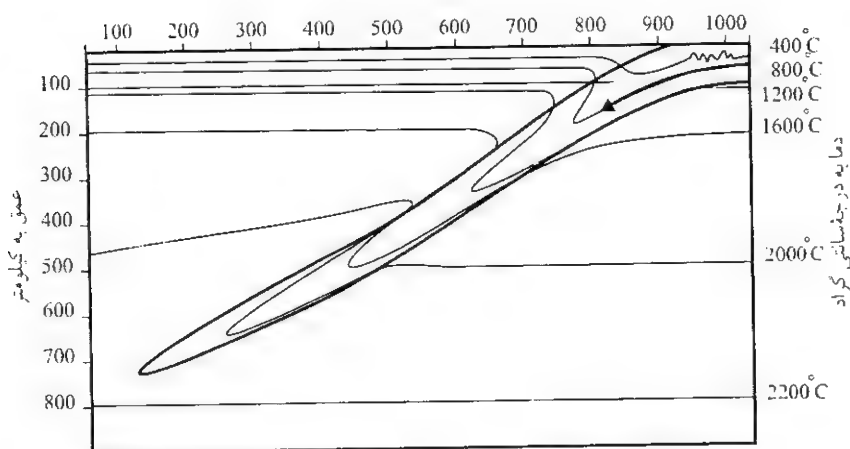
۱. اصولاً وقتی از دگرگونی درجات شدید صحبت می‌شود منظور بیشتر افزایش دماست تا فشار. به‌علاوه اغلب کانیها حساسیت بیشتری نسبت به دما از خود نشان می‌دهند. درعین حال ارزیابی دقیق دماهای دگرگونی بر پایه کانیها آسانتر از تعیین فشار حاکم در دگرگونی است.

۲. بسیاری از واکنشهای دگرگونی در دمای زیاد اتفاق می‌افتد. بنابراین با فرو رفتن سنگها و مدفون شدن آنها در اعماق، نوعی دگرگونی به‌وجود می‌آید (دگرگونی استاتیک) که نتیجه آن ایجاد کانیهای جدید در سنگ است.

۳. پختن آجر در کوره‌های آجرپزی که فقط در نتیجه افزایش دما اتفاق می‌افتد نوعی دگرگونی است که نظیر آن در گدازه‌هایی که در سطح زمین حرکت می‌کنند و سنگهای بستر را تغییر می‌دهند به‌وقوع می‌پیوندد (دگرگونی حرارتی یا ترمال متامرفیسم).

۴. گرما موجب تحرک مواد سیال می‌شود که خود نقش مهمی در دگرگونی برعهده دارد. گاهی در دگرگونیهای مجاورتی، فقط گرمای توده مذاب موجب خشک شدن رسوبات در نقاط مجاور می‌شود که ورود همین آب در فاصله کمی زیادتر، موجب دگرگونیهای هیدروترمال می‌شود.

د. همان‌طور که پیشتر گفته شد، سنگها در درون زمین به علت گرمایی که دریافت می‌کنند خاصیت انعطاف‌پذیری بیشتری دارند و هنگامی که تحت اثر فشار جهت‌دار قرار گیرند مانند خمیری غلیظ به جریان می‌افتند که خود در ایجاد تغییر شکلها و دگرگونیهای ناحیه‌ای اهمیت بسیار دارد.

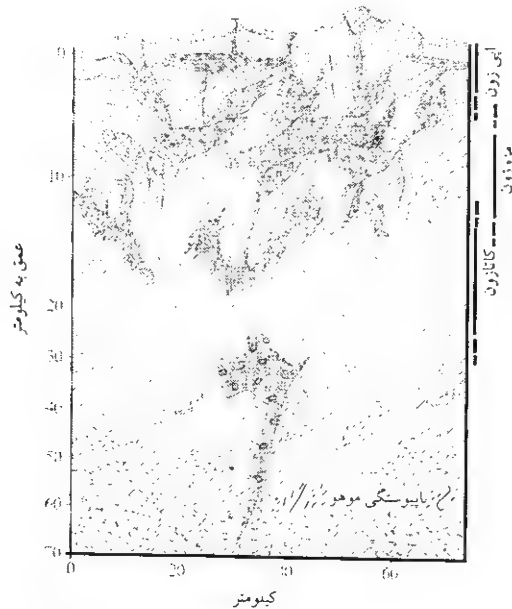


شکل ۱-۱۳ وضعیت هندسی منحنیهای هم‌گرما در مناطق فروزون.

ابی‌زون (منطقه سطحی)، مزوزون (منطقه میانی)، کاتازون (منطقه عمقی)
قبل از استفاده از رخساره‌های دگرگونی که اسکولا^۱ در سال ۱۹۱۵ معرفی کرد، برای تعیین درجات شدت، ابتدا گروبنمن^۲ (۱۹۰۴) و سپس نیگلی^۳ و گروبنمن (۱۹۲۴) عمق را مبنا قرار دادند و در نتیجه سه دگرگونی را مشخص کردند که به‌نامهای ابی‌زون، مزوزون و کاتازون نامیده می‌شوند. هر یک از این زونها با دما و فشار مشخصی شناخته می‌شود (شکل ۱-۱۴). در نتیجه، سنگها و درجات دگرگونی متفاوتی در هر زون ظاهر می‌شود. مشخصات کلی هر زون عبارت است از:

۱. ابی‌زون یا زون سطحی. بالاترین زون دگرگونی را شامل می‌شود. دمای آن کم تا متوسط (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد). فشار لیتوستاتیک کم ولی فشارهای جهت‌دار گاهی شدید و موجب خردشدگی (دگرگونی مکانیکی) می‌شود. فعالیتهای دگرسانی شیمیایی در آن با حضور آب زیاد است و در نتیجه سیلیکانهای آبدار و کربنات ایجاد

می‌شود. سنگهای دگرگونی در این زون از نوع درجهٔ ضعیف و شامل اسلیت، فیلیت، سیریسیت شیست، کلریت شیست است. سطح تماس توده‌های آذرین با سنگها مجاور بسیار مشخص است و با زون برشی یا خردشدگی همراه است.



شکل ۱-۱۴ طرح فرضی از پوسته قارهٔ زمین و نمایش مناطق دگرگونی ای‌زون، مزوزون و کانازون در آن (براساس کارهای بودینگتون (Buddington) در کتاب بست (Best) (۱۹۸۲)).

۲. مزوزون یا زون میانی. عمق این زون متوسط است و دما در حدود ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، فشار لیتوستاتیک متوسط و فشار جهت‌دار هم در حد متوسط است. بسیاری از شیستها و بعضی از آمفیبولیتها در این زون به‌وجود می‌آیند. سطح تماس توده‌های آذرین با سنگهای مجاور ممکن است ناگهانی تا تدریجی باشد. بیشتر توده‌های گرانیتویدی در این دو زون مستقر می‌شوند.

۳. کانازون یا زون عمقی. پایینترین عمق دگرگونی است که در داخل زمین وجود دارد. دما در آن زیاد (۵۰۰ تا ۷۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد)، فشار لیتوستاتیک زیاد و حرکات خردشدگی کم یا هیچ است. سطح تماس توده‌های آذرین با سنگهای مجاور وجود ندارد یا نامشخص است. آثار دگرگونی وسعت زیادی دارد. فعالیت متاسوماتیسم در آن کم با

هیچ است سنگهای دگرگونی از نوع درجات متوسط تا شدید و شامل آمفیبولیتهای درجه شدید، گنیس، گرانولیت و اکلوزیت اند.

چنانکه خواهیم دید (فصل پنجم)، با بررسیهای اسکولا و معرفی رخسارههای دگرگونی که امروز در سطحی گسترده به کار گرفته می شود تقسیم بندی زونهای دگرگونی که در بالا به آن اشاره شده تقریباً مفهوم خود را از دست داده است.

خودآزمایی ۱

۱. در چه حالات فشار سیالات مساوی، بیشتر یا کمتر از فشار لیتوستاتیک است؟ با دلیل توضیح دهید.

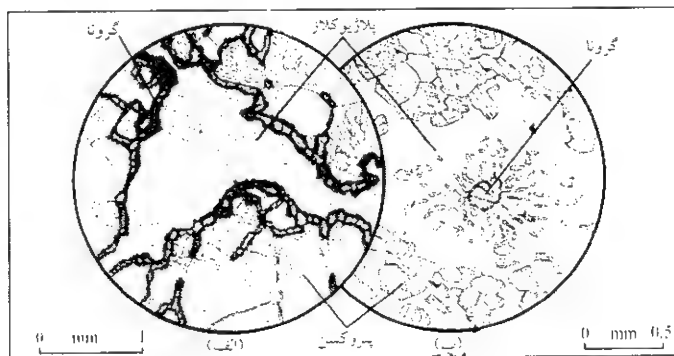
۲. در این فرمول $Q = K \left(\frac{\Delta T}{\Delta Z} \right)$ ، کدام یک تعیین کننده درجه زمین گرمایی است؟

الف) $\Delta T / \Delta Z$ ب) K

ج) Q د) ΔT

۳. در شکل زیر، مجموعه الف در شرایط به وجود آمده زیرا کانی گرونا در حال است.

الف) دمای زیاد - تشکیل ب) فشار زیاد - تشکیل
ج) فشار کم - از بین رفتن د) دما و فشار زیاد - از بین رفتن



۴. در درون زمین، حد نهایی دگرگونی به کجا محدود می شود؟

الف) گوشته فوقانی و در زیر موهو ب) حد زیرین لیتوسفر

ج) تشکیل میگماتیت در هر عمق د) مرز موهو

۵. در کدام حالت، تعادل در دگرگونی برقرار می‌شود؟
 الف) وقتی تعداد کانیه‌ها کم و محدود باشد.
 ب) وقتی تعداد کانیه‌ها زیاد و متنوع باشد.
 ج) وقتی کانیه‌ها از نظر شیمیایی قابل تبدیل به یکدیگر باشد.
 د) واکنش بین کانیه‌ها در حال انجام شدن باشد.
۶. متاسوماتیسم جزو کدام یک از حالات دگرگونی زیر به‌شمار می‌رود؟
 الف) دگرگونی الوشیمیایی
 ب) دگرگونی ایزوشیمیایی
 ج) دگرگونی توپوشیمیایی
 د) آنکی زون
۷. در شرایط دگرگونی، افزایش فشار کدام گزینه را در پی دارد؟
 الف) پیدایی کانیه‌ها با حجم زیاد
 ب) پیدایی کانیه‌ها با حجم کم
 ج) پیدایی سنگهای ریز بلور
 د) پیدایی سنگهای درشت بلور
۸. در کدام یک از زونهای دگرگونی زیر، تماس توده‌های آذرین با سنگهای مجاور با حالت خردشدگی همراه است؟
 الف) اپی‌زون
 ب) مزوزون
 ج) کاتازون
 د) هیچ‌کدام
۹. مقدار جریان حرارتی در درون زمین چیست؟
 الف) همان درجه زمین‌گرایی است.
 ب) همان ژئوترم است که با رابطه $\Delta Z / \Delta T$ نمایش داده می‌شود.
 ج) میزان حرارتی است که در واحد زمان از واحد سطح خارج می‌شود.
 د) قابلیت حرارتی سنگهای درون زمین است.
۱۰. خطوط مستقیم پیرنگ در شکل ۱-۱۲ را تفسیر کنید و اقسام دگرگونی ذکر شده در شکل را از آن نتیجه بگیرید.
۱۱. چه عواملی موجب افزایش جریان گرما در پوسته قاره‌ای می‌شود؟

فصل دوم

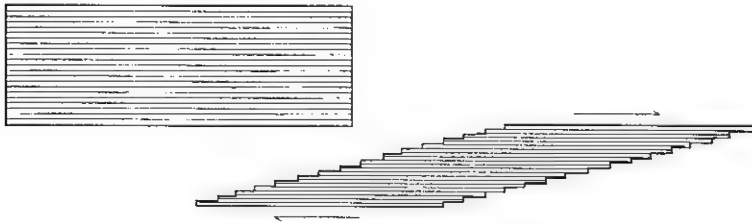
دگرشکلی سنگها

مقدمه

می‌دانیم که مواد سازندهٔ لیتوسفر زمین، یعنی سنگها، قابلیت تغییر شکل دارند. به‌همین دلیل است که می‌توان رسوبات کف دریاها و اقیانوسها را به‌صورت سنگهای سخت در مناطق کوهستانی مشاهده کرد. به‌علاوه، چین‌خوردگیها و شکستگیهایی که در سنگها ملاحظه می‌کنیم، مفاهیم دقیق دگرشکلی سنگها را نشان می‌دهند. بعضی از این دگرشکلیها بر اثر حرکات ناگهانی مثلاً زلزله اتفاق افتاده، ولی بسیاری دیگر در نتیجهٔ حرکات آرام و کند به‌وجود آمده‌اند. مثلاً میزان حرکت صفحهٔ عربستان به‌سمت ایران، که خود در نتیجهٔ بازشدگی تدریجی بحر احمر صورت می‌گیرد در حدود ۳ سانتی‌متر در سال ذکر کرده‌اند که موجب دگرشکلی کند و تدریجی سنگها شده و از دیرباز زاگرس را چین داده، گسل به‌وجود آورده و دگرگونی ایجاد کرده است.

با این توضیحات نتیجه می‌گیریم که دگرشکلی در پوستهٔ زمین رخ می‌دهد. این دگرشکلی ممکن است با تغییر حجم سنگ، تغییر شکل یا ترکیبی از هر دو همراه باشد. هرگاه جسمی تحت‌تأثیر نیرویی قرار گیرد، در مقاطع مختلف آن نیروهایی موسوم به نیروهای داخلی به‌وجود می‌آید که شدت آنها تنش (یا استرس) خوانده می‌شود. واحد تنش مانند واحد فشار از جنس نیرو بر سطح است. با این تفاوت که فشار شدت نیرو را در سطح خارجی جسم و تنش شدت نیرو را در سطوح داخلی جسم نشان می‌دهد. در ساده‌ترین تعریف می‌توان تنش را نیرو بر واحد سطح دانست که سبب دگرشکلی سنگ می‌شود و واکنش (یا استرین) عبارت از تغییر شکل نسبی است که بر اثر عمل تنش به‌وجود می‌آید. بنابراین بر اثر تنش مادهٔ جامد تغییر شکل می‌دهد، پس از رفع تنش ممکن است

جسم تغییر شکل یافته به حالت اول بازگردد، با به همان حالت باقی بماند. اگر ماده بدون تغییر حجم، تغییر شکل دهد دگرشکلی را لغزشی یا برشی می‌نامند مانند لغزش یک دسته ورق روی هم که در نتیجه فشار جانبی ایجاد می‌شود. در این حالت حجم ثابت می‌ماند ولی شکل آن تغییر می‌کند (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲ دگرشکلی لغزشی یا برشی

اقسام دگرشکلی

از توضیحات بالا، می‌توان نتیجه گرفت که اگر جسم تحت تأثیر نیرویی (یا نیروها) قرار گیرد سه حالت پیش می‌آید:

۱. با افزایش نیرو، ابتدا جسم حالت ارتجاعی از خود نشان می‌دهد و اگر تنش برداشته شود، جسم شکل و اندازه اولیه خود را به دست می‌آورد. این دگرشکلی از نوع کشسان (یا الاستیک) است. عبور امواج زلزله از درون زمین مثالی از دگرشکلی الاستیکی است. به قسمی که با حذف تنش، ماده فوراً به حالت اولیه خود باز می‌گردد.
۲. وقتی مقدار نیرو از حد خاصی تجاوز کند جسم به حالت اولیه خود باز نمی‌گردد. در این حالت، دگرشکلی از نوع خمیری (یا پلاستیک) است. حدی که به ازای آن جسم خاصیت برگشت پذیری خود را حفظ می‌کند حد کشسانی (الاستیکی) می‌نامند. پس از این حد است که با برداشتن تنش فقط قسمتی از جسم ممکن است به شکل اصلی خود بازگردد. در این حالت درصد واتش بدون افزایش تنش زیاد می‌شود (شکل ۲-۲، حالت ج).
۳. اگر نیرو مدام افزایش یابد، جسم می‌شکند و دچار دگرشکلی شکننده می‌شود. بیشترین مقدار تنشی که سنگ قبل از شکستن تحمل می‌کند «مقاومت نهایی» آن نامیده می‌شود.

انواع تنش

انواع مختلف نیروهایی که بر واحد سطح تأثیر می‌گذارند (تنش) متفاوت‌اند و عبارت‌اند از:

۱. نوع کششی^۱ که موجب افزایش حجم ماده می شود.
۲. فشردگی^۲ که موجب کاهش حجم می شود.
۳. لغزشی که موجب تغییر در شکل ظاهری جسم می شود ولی تغییری در حجم آن نمی دهد (شکل ۱-۲).

نوع کششی. اگر نیروهای وارد بر یک سنگ از نوع کششی باشد، ابتدا در نتیجه کشش، سنگ نازک می شود و سپس می شکند. شکلهای حاصل شبیه سوسیس است، بنابراین آن را ساخت سوسیسی یا بودین می نامند.

نوع فشردگی. اگر نیروها از نوع فشردگی (کمپرسیونی) باشد، سنگ چین خوردگی پیدا می کند. چین خوردگی، نوعی جریان خمیری است که موجب تغییر شکل کانیهای سنگ در مقیاس میکروسکوپی و شبکه تبلور می شود. خاطر نشان می کنیم که مقاومت سنگ در مقابل کشش کمتر از مقاومت آن در مقابل فشردگی است.

با افزایش فشار همه جانبه (مثلاً در اعماق پوسته زمین)، سنگها تدریجاً از حالت شکنندگی^۳ خارج می شوند و به صورت شکل پذیر^۴ درمی آیند. این همان جریان یافتن است که در بالا به آن اشاره شد.

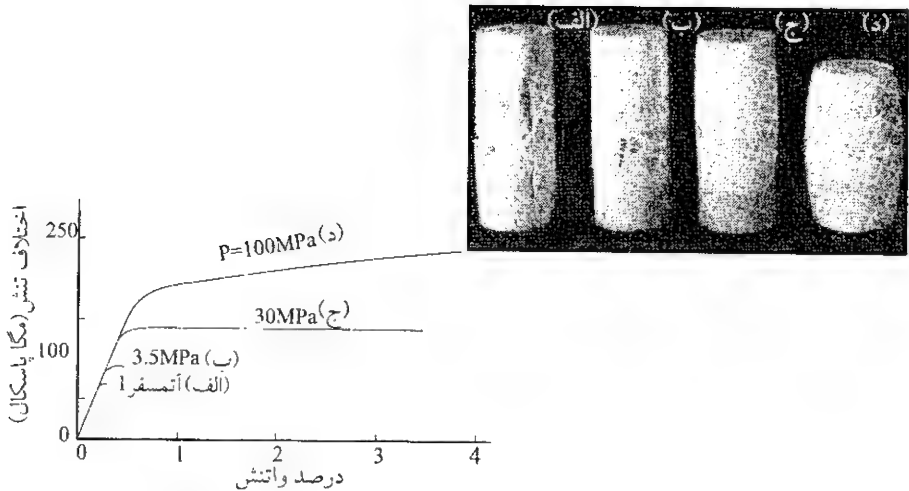
برای آنکه بتوانیم عملکرد تنشهای متفاوت را در رفتار سنگی که تحت فشار همه جانبه فزاینده هم قرار می گیرد ارزیابی کنیم، از آزمایش زیر استفاده می کنیم (شکل ۲-۲):

چهار استونه از مرمر انتخاب می کنیم و آزمایشهای زیر را با آن انجام می دهیم.

الف) استونه در فشار همه جانبه یک اتمسفر (یعنی در شرایط حوا قرار دارد. در این حالت با افزایش تنش که در جهت عمود بر آن وارد می آید جسم مورد آزمایش رفتاری شکننده دارد و شکستگی کششی از خود بروز می دهد که به موازات نیروهای وارد بر آن است. زیرا در همین امتداد جسم مقاومت کمتری از خود نشان می دهد (شکل ۲-۲، حالت الف).

ب) در حالت دوم، فشار همه جانبه زیادتر شده است (۳ مگاپاسکال). این عمل مانع گسترش شکستگی کششی می شود و بی باعث سهولت شکستگی لغزشی (برشی) در آن شده است. به نحوی که شکستگی لغزشی با زاویه حاده نسبت به بزرگترین اختلاف تنش (جهت قائم) پدیدار شده است.

ج) در حالت سوم، هنگامی که فشار همه جانبه به حد معینی برسد و تحت یک



شکل ۲-۲ در شکل بالا استوانه‌هایی از مرمر دیده می‌شود که در شرایط آزمایشگاه، به‌ازای افزایش اختلاف تنش ($P - \delta$) رفتار آن از حالت شکنندگی به‌حالت خمیری تبدیل شده است.

در شکل پایین، این تغییرات را به‌صورت نمودار نشان داده‌ایم. در (الف) تغییر شکل در شرایط اتمسفر - شکستگیهای کششی به‌موازات و در امتداد حداکثر نیروی فشرده‌گی به‌وجود می‌آید که مشخص رفتارهای شکننده در شرایط اتمسفر است.

در (ب) تغییر شکل در فشار همه‌جانبه ۳۵ مگاپاسکال* در (ج) تغییر شکل در ۳۰ مگاپاسکال. این حالت را خزش می‌گویند که در آن اختلاف تنش ثابت است ولی درصد واتش زیاد می‌شود. در (د) تغییر شکل خمیری در فشار همه‌جانبه ۱۰۰ مگاپاسکال. چنانکه مشاهده می‌کنیم با افزایش اختلاف تنش درصد واتش نیز زیاد شده است.

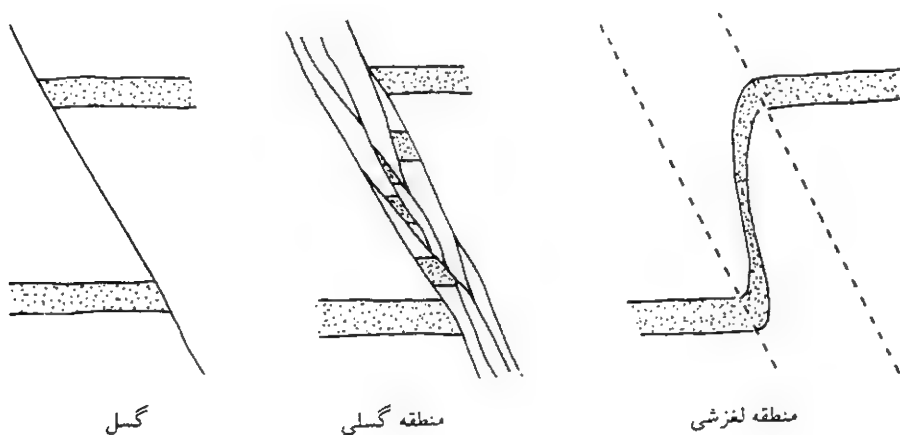
اختلاف تنش ثابت، جسم پیوسته و دائم دگرشکلی خمیری از خود نشان می‌دهد، این حالت را خزش^۱ می‌گویند.

(د) با افزایش بیشتر فشار همه‌جانبه، جسم دیگر رفتار شکننده نخواهد داشت و با افزایش اختلاف تنش، درصد واتش زیاد می‌شود و به‌این ترتیب جسم رفتاری شکل‌پذیر از خود نشان می‌دهد.

به‌طور کلی، هرچه فشار همه‌جانبه افزایش یابد، تغییر شکل بیشتر به‌صورت شکل‌پذیر خواهد بود و جسم میل به چین‌خوردگی دارد. برعکس، با کاهش فشار همه‌جانبه، جسم

* پاسکال واحد تنش یا فشار و عبارت از یک نیوتن نیروست که به‌طور قائم بر سطحی به مساحت یک متر مربع وارد شود. یک مگاپاسکال 10^6 پاسکال و یک ژیگاپاسکال 10^9 پاسکال است.

رفتاری شکننده پیدا می کند و میل به گسلش دارد. این عمل را می توان در ایجاد گسلها و چینها در مناطق سطحی و نزدیک به سطح زمین مقایسه کرد (شکل ۲-۳). ایجاد میلونیت در سنگها و مشاهده چینها در سنگهای دگرگون شده مثالهای طبیعی دگرشکلیهای شکننده و شکل پذیر محسوب می شوند.



شکل ۲-۳ در این شکل به ترتیب یک گسل، یک منطقه (زون) گسلی و منطقه لغزشی نشان داده شده است. در طول گسل یا زونهای گسلی که نزدیک سطح زمین اتفاق می افتد تغییر شکل از نوع شکننده است، ولی در اعماق زیادتر، سنگها مانند خمیری غلیظ جریان می یابند. بنابراین تغییر شکل از نوع خمیری است.

عوامل مؤثر در تغییر شکل سنگها

همان طور که گفته شد، در دما و فشار آزمایشگاه، هنگامی که سنگها تحت تأثیر فشار کوتاه مدت قرار گیرند می شکنند. تغییر شکل سنگها مسلماً با افزایش دما آسانتر می شود و چنانکه دیده ایم با افزایش فشار همه جانبه، حد کشسانی و در نتیجه مقاومت نهایی سنگ بیشتر می شود.

چون در طبیعت فشارهای متفاوت و در جهات مختلف به سنگ وارد می شود، برحسب امتداد و مقدار آن تغییر شکلهای متفاوتی در سنگ به وجود می آید. به طور کلی عواملی که در تغییر شکل سنگها مؤثرند عبارتند از:

فشار. با افزایش فشار همه جانبه، مقدار جریان جامد و مقاومت شکنندگی سنگ زیاده تر می شود (مقایسه حالت الف تا ج در شکل ۲-۲). این همان حالتی است که در سنگهای مدفون در اعماق پوسته رخ می دهد. در این حالت فشار همه جانبه باعث افزایش قدرت سنگ می شود.

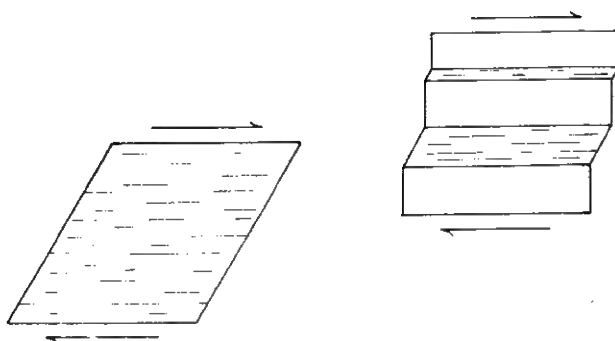
دما. افزایش دما باعث تسریع تغییر شکل سنگها می‌شود. اصولاً تغییر شکلهای کشسان در بخش سطحی زمین که فشار و دما ناچیز است کمتر اتفاق می‌افتد ولی در اعماق زیادتر، تغییر شکلهای عمدتاً از نوع شکل‌پذیر (پلاستیک) است. این همان پدیده‌ای است که در تغییر شکل کانیه‌ها و در نتیجه در دگرگونی عمومی نقش مهمی برعهده دارد. درحالی‌که در سنگهای سطحی عامل شکنندگی (درزها و گسلها) برتری دارد (شکل ۲-۳).

زمان. هرچه نیروی وارد بر سنگها کم باشد ولی در زمانی طولانی اثر کند، مقاومت سنگها زیادتر می‌شود و اگر نیروها ناگهانی باشد موجب شکنندگی سنگ می‌شود. برای نشان دادن عامل زمان در زمین‌شناسی از اصطلاح خزش (کریپ) استفاده می‌کنند که عبارت از تغییر شکل آهسته و مداوم سنگ در طول زمان است. در شکل (۲-۲)، حالت ج) نحوه ایجاد خزش را نشان داده‌ایم که عملاً تنش ثابت ولی تغییر شکل مداوم است.

محلولها. وجود خلل و فرج در سنگها که حاوی مواد محلول هم باشد موجب سهولت تغییر شکل می‌شود. این موضوع در تبلور دوباره کانیه‌ها اهمیت زیادی دارد. عمل محلولها عبارت است از انحلال بعضی از کانیه‌ها یا جابه‌جایی و تبادل بعضی از یونهای سازنده آنها و نهایتاً ایجاد کانیه‌های جدید یا تغییر شکل کانیه‌ها. فشار زیاد آب در فضاهاى آزاد سنگها موجب کاهش فشار همه‌جانبه می‌شود (اختلاف وزن حجمی آب نسبت به سنگ) و سنگ را به‌حالت شکننده نزدیک می‌کند. وانگهی ثابت شده اگر در مجموعه‌ای از دانه‌های آبدار و به‌هم‌پیوسته یک سنگ آب خارج شود اتصال کانیه‌ها سست شده و از هم جدا می‌شوند.

عامل غیر یکتااختی سنگ. سنگهایی که در سه جهت فضایی ساختمانی یکسان داشته باشند. مانند اجسام ایزوتروپ (همسان) عمل می‌کنند. ولی اگر سنگهای لایه‌لایه تحت اثر استرس قرار گیرند، در سه جهت فضایی به‌صورتی ناهماهنگ عمل می‌کنند و موجب تغییر شکل می‌شوند. این حالت در مورد اجسام ایزوتروپ صدق نمی‌کند (شکل ۲-۴).

علاوه بر مواردی که گفته شد، لازم است خاطرنشان کنیم که تغییر شکل شکننده به نوع و ترکیب شیمیایی سنگ و مقاومت آن بستگی دارد. مثلاً سنگ نمک، در دما و فشار حاکم در اعماق کم‌پوسته (۵۰۰۰ متر) حالت خمیری از خود نشان می‌دهد و به‌صورت دیاپیرهای نمک به سطح زمین می‌رسد، ولی در سطح زمین مانند یخ یخچالها به‌حالت شکننده جریان می‌یابد (یخشار). ولی سنگهای سیلیکاتی تنها در فشار و دمای



شکل ۲-۴ به علت غیریکنواختی (عامل انیزوتروپی) ماده در سمت راست، دگرشکلی لغزشی به صورت ناهماهنگ بروز کرده است ولی در سمت چپ، دگرشکلی لغزشی یکنواخت ایجاد شده است.

زیاد (در حدودی که در اعماق پوسته یا گوشته فوقانی وجود دارد) جریان می‌یابند. دیپیرهای گوشته‌ای که از آستونسفر به طرف سطح زمین حرکت می‌کنند نشان‌دهنده جریان خمیری این قبیل سنگها در اعماق لیتوسفر است.

تغییر شکل کانیهای سنگ

سنگ از مجموعه کانیهایی ساخته شده که در بسیاری از حالات متبلورند. اگر نیروی وارد بر سنگ ناگهانی یا زیاد باشد سنگ خرد می‌شود، اتمهای سازنده شبکه تبلور کانیها در هم می‌شکنند؛ ولی اگر این نیرو تدریجی، و به عبارت ساده‌تر سرعت تغییر شکل کند باشد، خاصیت شکل‌پذیری در سنگ به وجود می‌آید (یعنی به جای از هم پاشیدن، در امتداد تعدادی از سطوح لغزش جریان می‌یابد). برای توضیح بیشتر درباره تغییر ساختمان بلورین بحث می‌کنیم:

می‌دانیم که در هر بلور، اتمها با نظم و ترتیب خاصی روی هم چیده شده‌اند و در حالت تعادل نیروی جاذبه و دافعه بین آنها در حد صفر است، به نحوی که می‌توان گفت حالت تبلور حالت کمترین انرژی یک جسم جامد است. در تغییر شکل الاستیک (کشسان)، ردیفهای اتمی تغییر شکل پیدا می‌کنند و فاصله بین اتمی آنها کوچکتر یا بزرگتر می‌شود (شکل ۲-۵ ب). ولی اگر فشار جهت‌دار از حد مقاومت الاستیک سنگ تجاوز کند، ردیفهای اتمی ممکن است به‌طور متقارن، در امتداد جهات بلورشناسی خاصی شکسته شود یا پیچ و تاب بردارد که با حذف تنش وضعیت تعادلی جدیدی در اتمها ایجاد می‌شود. این

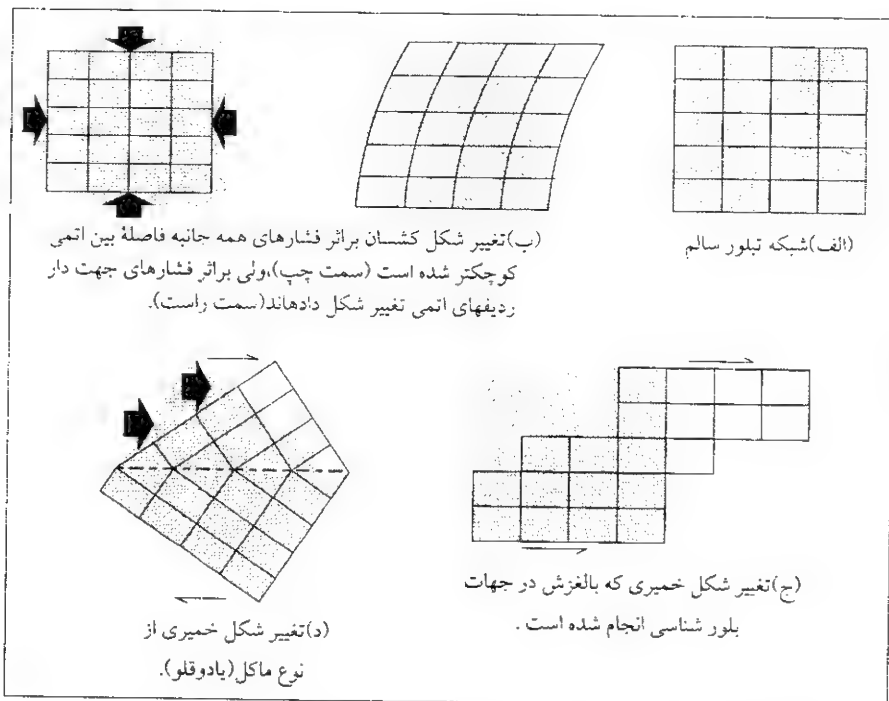
همان دگرشکلی خمیری در مقیاس اتمی است (شکل ۲-۵ ج) و هنگامی اتفاق می‌افتد که یا فشار همه‌جانبه به‌اندازه لازم زیاد باشد و امکان گسیختگی شکننده در بلور به‌وجود آید یا دما به‌حدی زیاد باشد که آرایش مجدد اتمها را آسان نماید.

دگرشکلی خمیری در یک بلور ممکن است تحت تأثیر دو سازوکار زیر و در امتداد جهات بلورشناسی مناسب به‌وجود آید:

۱. لغزش انتقالی^۱

۲. لغزش دوقلو^۲ یا ماکل

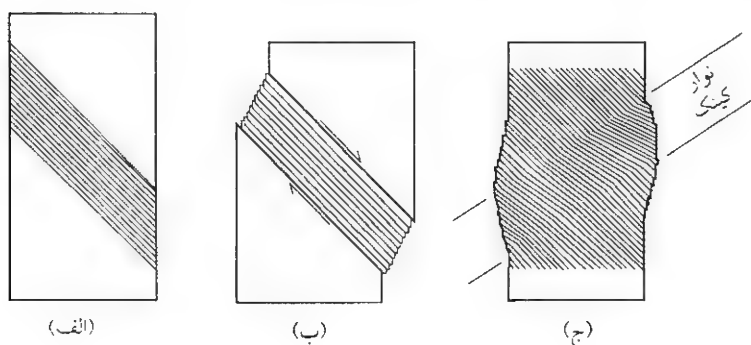
۱. لغزش انتقالی، یا به عبارت ساده‌تر لغزش، عبارت از جابه‌جایی اتمهاست در جهات بلورشناسی خاص که در نتیجه آن شکل خارجی بلور تغییر می‌کند (شکل ۲-۵ ج)،



شکل ۲-۵ تفاوت بین تغییر شکل الاستیک و تغییر شکل پلاستیک در مقیاس شبکه تبلور. خط چین در شکل د، سطح ماکل است. (الف) شبکه تبلور بلورین سالم، (ب) تغییر شکل الاستیک بر اثر فشارهای همه‌جانبه فاصله بین اتمی کوچکتر شده است، (ج) تغییر شکل الاستیک که با لغزش در جهات بلورشناسی انجام شده است. (د) تغییر شکل خمیری از نوع ماکل (یا دوقلو).

ولی کانی جدیدی به وجود نمی آید. نتیجه این عمل تغییر در بافت سنگ است. مسلماً در بسیاری از بلورها فشردگی اتمها در جهاتی بیشتر و در جهات دیگر کمتر است. در حالت اخیر، اتصال بین اتمی سست تر و لغزش انتقالی در همین امتداد با سهولت بیشتری انجام می شود.

۲. در لغزش دوقلو یا ماکل که گاهی به آن کینک باند^۱ یا دگرشکلی دوقلو یا دوقلوی مکانیکی هم گفته می شود بخشی از ساختمان بلور نسبت به بخش مجاور جابه جا شده ولی نسبت به آن همانند تصویر در آینه به حالت متقارن باقی می ماند. بعضی از پلاژیوکلازها و کربناتها که به شکل ماکل پلی سنتتیک (ماکل تکراری) ولی با یالهای منحنی دیده می شود در نتیجه همین نوع لغزش مکانیکی به وجود آمده اند (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۶ پیدایی کینک باند. به این سه استوانه متبلور توجه کنید:

- (الف) شکل استوانه تغییر نکرده ولی سطوح لغزش در آن نشان داده شده است.
 (ب) فشار جهت دار موجب دگرشکلی خمیری و لغزش انتقالی در آن شده است.
 (ج) فشار جهت دار موجب دگرشکلی پلاستیک و از نوع دوقلوی مکانیکی (کینک باند) شده است.

ماکلهای اولیه و ماکلهای دگرشکلی

ماکلهای اولیه معمولاً در کانیهای نظیر آمفیبول، پیروکسنها و فلدسپارها یافت می شوند و از تبلور ماده مذاب به وجود می آیند. ولی در سنگها دگرگونی عمدتاً این کانیها ماکل ندارند و اگر هم ماکل دار باشند از نوع ساده و آلیتی اند. بنابراین چنین برمی آید که در دماها و تنشهای حاکم بر دگرگونی درجات پایین و متوسط، امکان تشکیل ماکل اندک است ولی در کوردیریت کم و بیش حالت، کلی پدید می آید. این نکته را می توان چنین توجیه کرد: در دگرگونی مجاورتی به هنگام رشد بلور، تنش زیادی وجود ندارد، بنابراین

1. kink band

کوردیریت ماکل‌دار می‌شود (شکل ۷-۶). ولی همین نوع کوردیریت در شیست‌ها و گنیس‌های دگرگونی ناحیه‌ای که تنش زیادی متحمل می‌شوند تقریباً بدون ماکل است.

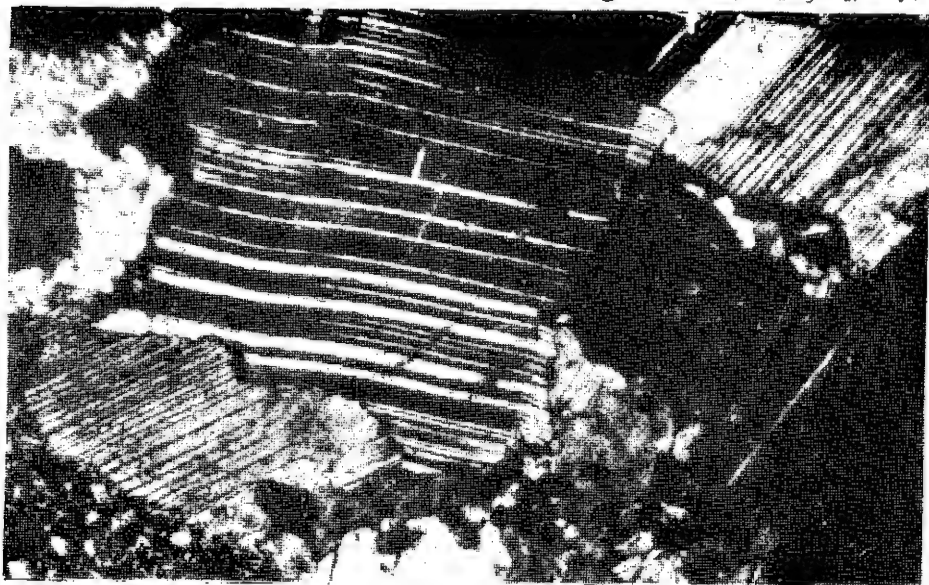
وانگهی حالات مختلف ماکلهای دگرشکلی در کانیه‌ها متفاوت است چنانکه در شکل ۲-۸ گاهی مانند حالت ج، با انتهای نازک و باریک یا مانند حالت ب، به صورت دسته‌های متقاطع یا به حالت تاب خورده‌اند (شکل ۲-۸ الف).

بلورهای اولیوین غالباً در طول خود نوارهای قهوه‌ای، زرد شبیه ماکل در پلاژیوکلاز نشان می‌دهند در پیروکسین‌ها نیز غالباً تیغه‌های نازک تاب‌خورده دیده می‌شود که تماماً نشانه دگرشکلی شدید در حالت جامد است.

اقسام دگرشکلیها در سنگهای دگرگونی

در سنگهای دگرگونی، تغییر شکلهای متفاوتی رخ می‌دهد. سنگی که تحت تأثیر دما و فشارهای همه‌جانبه قرار گیرد ممکن است به یکی از دو روش زیر یا هر دو تغییر شکل دهد:

۱. جهت‌یافتگی در نتیجه فرایندهای فیزیکی. اگر تنش اعمال‌شده بر سنگ در یک جهت بیشتر از قدرت شکستگی سنگ باشد سنگ به صورت ماده‌ای شکننده رفتار می‌کند



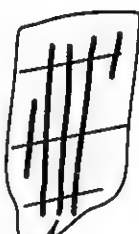
شکل ۲-۷ در این مقطع میکروسکوپی بلوری از پلاژیوکلاز تاب‌خورده را در وسط عکس ملاحظه می‌کنیم که با ماکل پلی‌ستتیک خود مشخص است. در واقع، این بلور ماکل مکانیک (کینک باند) را نشان می‌دهد که در نتیجه لغزش دوقلو به وجود آمده است (نور پلاریزه، ۱۰۰ برابر).

و گسیخته می شود. دانه های بزرگتر به دانه های کوچکتر تبدیل و روی سطوح لغزشی جابه جا می شوند. بعضی از کانیها (مانند کلسیت) در نتیجه حرکات لغزشی در امتداد سطوح ضعیف شبکه بلورین خود تغییر شکل می دهند. این نوع دگرشکلی را کاتاکلاستی می خوانند که در نتیجه حرکات جهت دار به وجود می آید و میلونیت از نمونه های بارز آن است.

۲. دگرشکلی بر اثر انتقال ماده یا جهت یافتگی برتر کانیها در نتیجه فرایندهای شیمیایی. کانیهای صفحه ای مانند میکاها و منشوری مانند آمفیبولها یا اپیدوتها در امتداد محور طویل خود جهت دار می شوند و کم و بیش در موازات هم قرار می گیرند. در این حالت از جهت یافتگی برتر کانیها صحبت می شود. اگر جهت یافتگی در نتیجه وجود کانیهای صفحه ای شکل به وجود آید، اصطلاح فابریک لپیدوبلاستی و در مورد وفور بلورهای منشوری و سوزنی و دخالت آنها در جهت یافتگی برتر، از اصطلاح فابریک نماتوبلاستی صحبت می شود.



(ج) با انتهای باریک



(ب) مقاطع



(الف) تاب دز

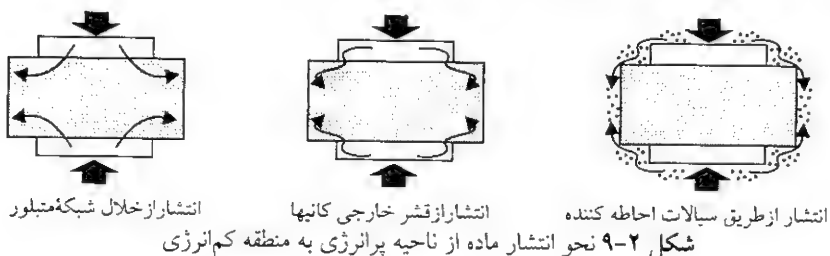
شکل ۲-۸ اقسام ماکلهای دگرشکلی

به طور کلی هرگاه سطوح خارجی یک کانی تحت تأثیر تنش زیاد باشد، آن قسمت انرژی آزاد زیادتری نسبت به نقاطی دارد که تنش در آن کمتر باشد. برای تبدیل این انرژی و در صورتی که انتقال ماده امکان پذیر باشد، ماده از بخش پرانرژی به سمت نقاط کم انرژی کشیده می شود و در آن رشد می کند و شکل کانی با این عمل تغییر می کند. انتشار ماده از یک ناحیه پرانرژی و ناپایدار به منطقه کم انرژی و پایدار به سه طریق زیر انجام می شود (شکل ۲-۹).

۱. انتشار از خلال شبکه تبلور.

۲. انتشار از قشر خارجی دانه ها.

۳. انتشار از طریق سیالاتی که دانه‌ها را احاطه کرده باشد. این همان جریان تراوشی^۱ یا انحلال بر اثر فشار است که قبلاً درباره آن صحبت کرده‌ایم.



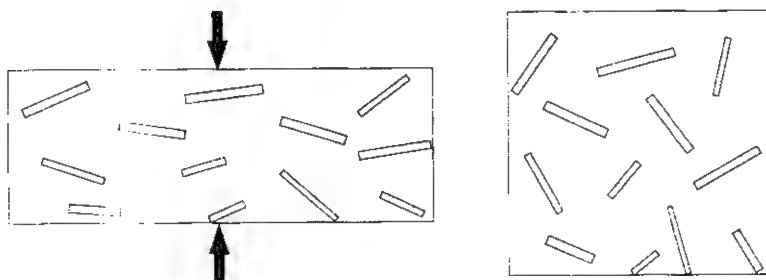
در یک، محیط تکتونیکی*، جهت‌یافتگی دانه‌های سازنده سنگ ممکن است ناشی از سازوکارهای زیر باشد:

- (الف) دگرشکلی خمیری در مقیاس شبکه تبلور،
 - (ب) پیدایی هسته‌های تبلور و رشد دانه‌ها در جهات معین،
 - (ج) چرخش کانیه‌های مختلف‌البعد و مقاوم،
 - (د) جریان تراوشی با انحلال بر اثر فشار.
- (الف) دگرشکلی خمیری در مقیاس شبکه تبلور. چنانکه قبلاً گفته شد، در یک بلور منفرد، دگرشکلی خمیری ممکن است در مقیاس شبکه تبلور به صورت لغزش انتقالی یا دوقلو انجام شود. در این حالت شکل خارجی بلور تغییر می‌کند ولی کانی جدیدی به وجود نمی‌آید. این امر موجب جهت‌یافتگی کانی می‌شود و بافت سنگ تغییر می‌کند (شکل ۲-۵).
- (ب) پیدایی هسته‌های تبلور و رشد آنها در جهات معین. درباره نحوه و چگونگی پیدایی هسته‌های تبلور و رشد آنها در جهات معین تاکنون توضیح قانع‌کننده‌ای ارائه نشده است. ولی اصولاً تصور می‌شود که در هنگام برقراری جریان خمیری نطفه‌های تبلور جدیدی در نقاط کم‌فشار به وجود می‌آید و در محیط‌هایی که میزان انرژی در آن به حداقل می‌رسد به رشد خود ادامه می‌دهد. مسلماً انرژی حداقل در امتداد و موازی جریان است که با طولیل‌شدگی کانیه‌ها تطبیق می‌کند.

(ج) چرخش کانیه‌های مختلف‌البعد و مقاوم. اگر بعضی از کانیه‌های ورقه‌ای مقاوم، مانند میکاها یا انواع میله‌ای شکل مانند آمفیبول‌ها، در مواد نرم یا شکل‌پذیر قرار گیرند،

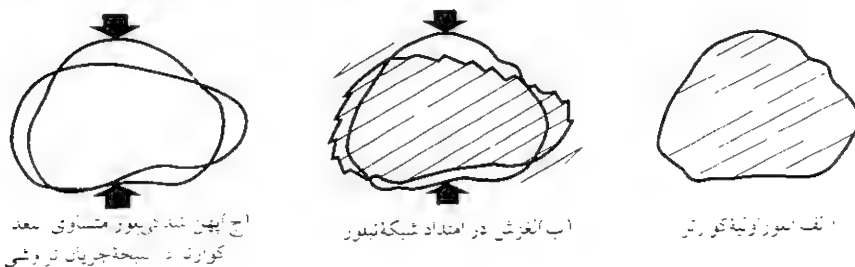
* محیطی است که در آن فشار جهت‌دار نقش دارد

ممکن است بر اثر فشار جهت دار جابه‌جا شوند و در امتداد سطوح پهن‌شده یا محور طویل‌شدگی خود قرار گیرند* و به این ترتیب نوعی جهت‌یافتگی برتر نشان دهند. برای ایجاد این جهت‌یافتگی، میزان تغییر شکل باید زیاد باشد به نحوی که سنگ جریان یابد و کانیهایی مختلف‌البعد آن در امتداد هم و عمود بر جهت بزرگترین تنش قرار گیرند (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰ در یک ماده نرم یا شکل‌پذیر کانیهایی مقاوم در امتداد جهت جریان یعنی عمود بر جهت بزرگترین تنش (جهت پیکان در شکل) قرار می‌گیرند.

د) جریان تراوشی یا انحلال بر اثر فشار. مطابق شکل (۲-۱۱ الف)، یک بلور کوارتز متساوی‌البعد را ملاحظه می‌کنیم که در نتیجه دخالت تنش برتر (جهت پیکان - حالت ب) اتمهای سازنده آن بدون لغزش جابه‌جا شده‌اند. به عبارت دیگر، اتمها از تقاضی که انرژی بیشتری وجود داشته (نقطه C شکل ۲-۱۱ ج) و از طریق سیالات احاطه‌کننده گریخته و به نقطه‌ای که کمترین انرژی را دارد (نقطه O) پناه برده‌اند. این پدیده را که در واقع حل‌شدن در نقطه بیشترین فشار و ته‌نشینی در نقطه کمتر فشار است جریان تراوشی یا انحلال بر اثر فشار می‌خوانند. بر اثر این عمل حتی دانه‌هایی مانند کوارتز به صورت شکال پهن‌شده درمی‌آیند، و در نتیجه سنگها دگرشکلی پیدا می‌کنند و فولیاسیون دار می‌شوند.



شکل ۲-۱۱ جهت‌یافتگی کانی کوارتز در نتیجه لغزش در امتداد شبکه نابور

* پس عمل را می‌توان با قرار گرفتن میکرونتیها در یک گدازه تنفسانی یا قرار گرفتن سازه درختان در آب رودخانه که به موازات و هم‌جهت جریان قرار می‌گیرند مشاهده داشت.

رشد بلورها در حالت جامد

مسلماً در محیطی که پدیده‌های دگرگونی رخ می‌دهد انرژی حرارتی و شیمیایی تغییر می‌کند. رشد بلورها در حالت جامد در نتیجه کاهش انرژی کل محیط است و در مجموع شامل موارد زیر است:

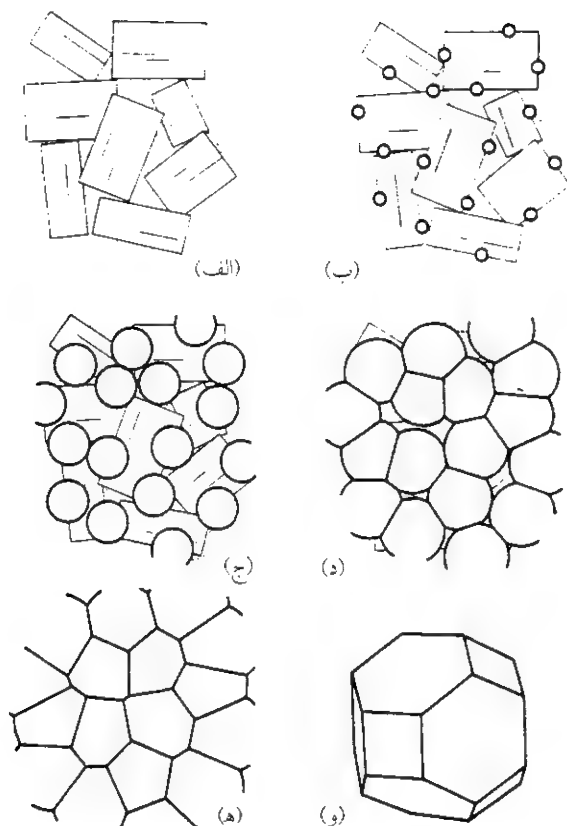
الف) پیدایی نطفه کانیهای نوظهور و رشد آنها و ایجاد کانیهایی که در چنین شرایطی پایدارترند.

ب) تغییر یا تنظیم حدود کانیهای قدیمی و ایجاد اشکال جدید که از نظر اندازه و شکل پایدارترند. این اعمال یا بر اثر افزایش دما یا در نتیجه واکنشهای شیمیایی (یا هر دو با هم) انجام‌شدنی است.

الف) افزایش دما عموماً موجب رشد کانیهای قدیم‌تر می‌شود زیرا موجب تحرک اتمها و تغییر محل آنها می‌گردد. فابریک کوارتزیت مثال جالبی از رشد بلورها در حالت جامد و بدون واکنشهای شیمیایی است، زیرا کوارتز در بسیاری از شرایط دگرگونی، کانی پایدار به حساب می‌آید. در این حالت دانه‌های کوارتز ممکن است یا مطابق شکل ۲-۱۱ تغییر شکل دهند یا به علت آنکه انرژی سطحی دانه‌های کوچکتر زیاده‌تر از دانه‌های بزرگتر است* برای تعدیل انرژی به دانه‌های بزرگتر تبدیل شود. به کمک انرژی سطحی می‌توان وجود بعضی از بافتها را در سنگها دگرگونی توضیح داد:

مثال ۱) بافت گرانوبلاستی. می‌دانیم که حبابهای صابون شکل کروی دارد و انرژی نسبی سطحی^۱ در تمام نقاط آن یکسان است. ولی اگر مجموعه‌ای از حبابها پهلوی هم قرار گیرند، شکل خارجی آنها کروی نخواهد بود، بلکه چندضلعیایی می‌سازند که انرژی در جهات مختلف آن یکنواخت است. این کیفیت را می‌توان با بافت گرانوبلاستی در سنگهای دگرگونی مشابه دانست. اگر در سنگهایی که از تک‌کانی^۲ ساخته شده باشند (مرمر، کوارتزیت، دونیت و یخهای یخچالی)، با توجه به انرژی سطحی یکسان در جهات مختلف بلورشناسی، بافت گرانوبلاستی واقعی ایجاد می‌شود که در شکل ۲-۱۲ مراحل مختلف تشکیل آن را نشان داده‌ایم.

* پیوند اتمی بین اتمهای یک سطح بلورین یا مناطق نزدیک به آن به اندازه پیوند اتمهای درون بلور نیست. این اتمها پیوندهای کامل نشده‌ای دارند که در نتیجه، مقداری انرژی که به آن انرژی سطحی می‌گویند صرف نگهداری آنها می‌شود. مسلماً هرچه دانه‌ها کوچکتر باشند تعداد اتمهای موجود در سطح افزایش می‌یابد بنابراین دارای انرژی سطحی بیشتری هستند.



شکل ۲-۱۲ مدل فرضی از رشد بلورها در حالت جامد که به تشکیل مجموعه کریستالوبلاستی تک‌کانی منجر شده است.

در (الف) کانیه‌های یک سنگ آذرین فرضی را ملاحظه می‌کنیم.
در (ب) پیدایی نطفه‌های تبلور و رشد آنها (ج)، و در (د) کانیه‌های قدیمی در حال از بین رفتن‌ند.
در (ه) رشد کامل و به هم رسیدن کانیه‌ها و ایجاد اشکال چندگوش (در محل اتصال سه‌تایی، زاویه ۱۲۰ درجه درست شده است) این همان بافت کریستالوبلاستی است.
در (و) شکل یکی از کانیه‌ها در ساختمان سه‌بعدی موجود در بافت کریستالوبلاستی نشان داده شده است.

مثال ۲) اگر اختلاف انرژی سطحی در جهات مختلف بلورشناسی یک کانی زیاد

باشد، شکل بلور در جهتی که انرژی سطحی کمتر باشد طولی‌تر و در جهت عمود بر آن کوتاه‌تر خواهد بود. مثلاً میکاها در امتداد سطح (۰۰۱)، انرژی سطحی کمتری نسبت به جهات دیگر دارند. بنابراین در همین امتداد رشد بیشتری پیدا می‌کنند و در نتیجه شکل

ورقه‌ای به وجود می‌آید. ولی چون اختلاف مورد بحث در جهات مختلف بلور کوارتز بسیار اندک است. در نتیجه، در سنگهای دگرگونی غیرتکتونیت، کوارتز به صورت دانه‌های متساوی‌البعاد و غیر خودشکل ظاهر می‌شود (شکل ۶-۱۰).

مثال ۳) در مجموعه‌ای از کانیه‌ها که به حالت جامد رشد می‌کنند روند کلی عبارت از کاهش انرژی سیستم است. هرچه انرژی انیزوتروپی (ناهمسانی) کانیه‌ها در سطح زیادتر باشد، آن کانی با از بین بردن کانیه‌های اطراف - که انیزوتروپی کمتری دارند - به صورت بلورهای خودشکل‌تری درمی‌آید. مثلاً بلورهای میکا نسبت به بلورهای کوارتز انیزوتروپی بیشتری دارد، به همین دلیل همیشه خودشکل‌تر از کوارتز ظاهر می‌شود ولی در مقایسه با بلورهای گرونا، جای خود را به گرونا می‌دهد (شکل ۶-۱۰).

ب) واکنشهای شیمیایی در شرایط دگرگونی سرعت بیشتری دارند و می‌توانند در دگرشکلی و رشد کانیه‌ها نقش مهمی داشته باشند. در شکل‌های ۲-۱۲ و ۲-۱۳ نمونه‌هایی از آن را ملاحظه می‌کنیم. مسلماً در این حالت نیز، روند کلی کاهش انرژی داخلی سیستم است. مسلماً، رشد دانه‌ها با حضور سیالات بین دانه‌ای که مواد لازم را در دسترس کانیه‌های نوظهور قرار می‌دهد امکان‌پذیرتر است.

با توجه به آنکه در سنگهای دگرگونی ترتیب تبلور وجود ندارد و تمام کانیه‌ها از لحاظ نظری همزمان متبلور می‌شوند یا تجدید تبلور می‌یابند، بنابراین ایجاد و رشد هر کانی در سنگهای دگرگونی بستگی به طریقه و سهولتی دارد که آن کانی در محیط جامد برای خود جا باز می‌کند. در این مورد بافت سنگ اولیه و فشارهای وارد بر محیط در رشد و نمو کانیه‌ها تأثیر عمده دارد. برای رشد و نمو کانیه‌ها سه سازوکار مختلف پیشنهاد شده و تصور می‌شود که اغلب کانیه‌ها در نتیجه مجموع سه سازوکار مختلف رشد می‌کنند. این سه سازوکار عبارت‌اند از:

۱. **رشد تراوشی.** در این حالت، بلورها در فضاهای خالی داخلی سنگ تشکیل می‌شوند. فضاهای خالی ممکن است در سنگ اولیه وجود داشته باشد، مانند فضاهای موجود در یک ماسه‌سنگ دانه‌درشت؛ یا آنکه در نتیجه فشارهای جهت‌دار، فضاهای جدید در سنگ به وجود آید.

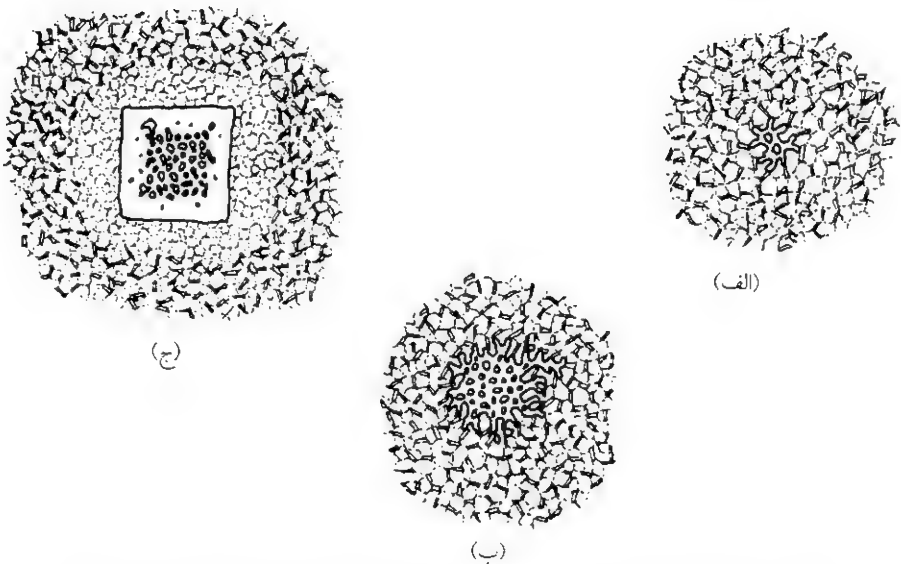
بررسی‌ها حاکی از آن است که هرگاه گرانیته، تحت تأثیر فشارهای جهت‌دار که به مراتب کمتر از فشارهای لازم برای خرد کردن سنگ است قرار گیرد، شکافهایی در آن

ایجاد می‌شود. در چنین حالتی، اگر سیالی در سنگ وجود داشته باشد به طرف این فضاهای خالی هدایت می‌شود و همراه خود موادی را به حالت محلول انتقال می‌دهد. اگر این سیال قبل از وارد شدن به فضاهای خالی از ترکیبی اشباع شده باشد، با رسیدن به فضایی که فشار آن کمتر است ماده محلول را ته‌نشین می‌سازد. به عبارت دیگر، در این فضاهای خالی بلور شروع به رشد می‌کند. این سیالات با انحلال بیشتر سنگ، مواد موردنیاز را برای رشد فراهم می‌آورند.

اگر دو بلور همجنس را در نظر بگیریم که یکی در داخل سنگ قرار داشته باشد (و در نتیجه تحت فشار زیادتر باشد) و دیگری در داخل فضاهای خالی به وجود آید، بدیهی است که انرژی آزاد بلور داخل سنگ بیشتر از انرژی آزاد بلور داخل حفره است و چنانکه قبلاً دیده‌ایم. فعل و انفعال یا مهاجرت مواد در جهت انجام می‌شود که به کاهش انرژی آزاد سیستم می‌انجامد. بنابراین، بلور تحت فشار کم‌کم حل خواهد شد و مواد سازنده آن بلور جدیدی را با همان ترتیب در فضاهای خالی تشکیل می‌دهد. این عمل تا زمانی ادامه می‌یابد که حفره پر و فشار در تمام نقاط سنگ متعادل شود.

با رشد تراوشی پیشرفته کانیهای مختلف سنگ در مناطق خاصی متمرکز می‌شوند، مثلاً اگر تمام مناطق سنگ ترکیب کانی‌شناختی یکنواختی داشته باشد و آن سنگ تحت تأثیر فشار جهت‌دار قرار گیرد، ممکن است به دو قسمت، با ترکیب کانی‌شناختی مختلف و غیریکنواخت تقسیم شود. کانیهایی که در شکافهای ناشی از فشار جهت‌دار رشد کرده‌اند کانیهایی‌اند که قابلیت انحلال بیشتری نسبت به قسمت باقیمانده سنگ دارند و اگر این عمل مکرراً تکرار شود، سنگ ساخت نواری از خود نشان می‌دهد که به تناوب از مواد محلول‌تر و کم‌محلول‌تر تشکیل شده است. شاید بتوان ایجاد عدسیها یا نوارهای کوارتز در میکاشیستهای را که از سنگهای رسی همگن به وجود آمده‌اند نمونه‌ای از این حالت به‌شمار آورد.

۲. رشد کنکرسینی. در این حالت بلورها با کنار زدن بلورها و دیگر مواد مجاور برای رشد خود جا پیدا می‌کنند. باید توجه داشت که نیروی تبلور بسیار زیاد است و بلورها می‌توانند فشاری معادل فشار خرد شدن بر خود، در مواد مجاور تأثیر بگذارند. اصولاً در تشکیل نطفه هر بلور جدید، علاوه بر شرایط فیزیکی - شیمیایی، محیط نیز باید از ماده تشکیل‌دهنده آن فوق اشباع باشد. این عمل باعث افزایش انرژی آزاد محیط می‌شود. به این طریق نطفه بلور تشکیل می‌شود و به علت آنکه نیروی آزاد آن کمتر از



شکل ۲-۱۳ شکل فرضی رشد یک متاکریست (پورفایروبلست) که بر اثر واکنش شیمیایی بین دو کانی $K+L \rightarrow M$ به وجود آمده است. (سفید کانی غیر خود شکل L و تیره کانی خود شکل K هستند).

در (الف) رشد یک هسته منفرد، در حد فاصل بین دو کانی K و L، در این حد فاصل، علاوه بر آنکه یونهای لازم برای تشکیل کانی جدید وجود دارد، مسیر و معبری به شمار می آید که عبور مواد از خلال آن تسهیل شده و موجب رشد کانی جدید M شده است. در اینجا، چون مقدار کانی L نسبت به کانی تیغه ای M بیشتر است، بنابراین زیادی آن به صورت انکلوزیون در متاکریست وارد شده است.

در (ب) رشد کانی جدید M موجب پیدایی بافت پویی کیلویلاستی^۱ شده که علاوه بر حالت (الف)، این مسئله ممکن است به حضور کانی سومی وابسته باشد که در واکنش شرکت نداشته ولی به صورت انکلوزیون در کانی جدید M وارد شده است.

در (ج) ممکن است شرایط رشد کانی M مانند حالت (ب) نباشد مثلاً، با توجه به وفور کانی L، قسمتی از آن، همراه با تمام کانیهای تیغه مانند K در تشکیل کانی M به کار می رود و در نتیجه تا فاصله خاصی از کانی M، کانی K وجود نداشته و تنها کانی L در اطراف کانی M قرار می گیرد. در این صورت در داخل کانی M، انکلوزیون L دیده نمی شود.

محیط مجاور خواهد بود شروع به رشد می کند و جای خود را با کنار زدن مواد مجاور باز می کند. این عمل مجدداً سبب بالا رفتن انرژی آزاد بلور می شود و هنگامی که انرژی آزاد بلور معادل انرژی آزاد محیط اطراف گردد رشد بلور متوقف می شود. بنابراین، مقدار رشد بلور، تابع درجه فوق اشباع بودن محیط مجاور بلور از مواد سازنده آن است.

اگر مواد سازنده بلور از مواد مجاور تأمین شوند، رشد کنکرسیونی بلور با سهولت بیشتر انجام می‌گردد، زیرا با این عمل مقداری فضای خالی در حول و حوش بلورهای جدید ایجاد خواهد شد. به‌علاوه در دگرگونیهای پیشرونده، مخصوصاً هنگامی که فشار بیشتر شود کانیهایی یا وزن حجمی بیشتر و در نتیجه حجم کمتر به‌وجود می‌آیند که فضای موردنظر را تأمین می‌کنند.

اصولاً ساخت چشمی در نتیجه رشد کنکرسیونی بلورها به‌وجود می‌آید. این نوع ساخت در نتیجه رشد بلورها در بین سطوح ممتدی که عمود بر جهت فشارند همراه با رشد تراوشی به‌وجود می‌آیند. در میکاشیستها، چشمها معمولاً در اطراف دانه‌های گرونا که وزن حجمی بیشتر و حجم کمتر دارد تشکیل می‌شوند و معمولاً اطراف آن را بلورهای کوارتز فرا می‌گیرند که روانتر از دیگر کانیهای سنگ‌اند.

۳. رشد جانشینی. در این حالت، حجمی را که قبلاً با یک کانی اشغال شده بود کانی دیگری اشغال می‌کند. مسئله جانشینی بسیار پیچیده است. مثلاً وقتی در فشار ثابت با افزایش دما، سیلیمانیت جای دیستن را که هم فرمول آن است اشغال می‌کند، به‌علت آنکه سیلیمانیت کانی سبکتری است برای آنکه حجم معینی از دیستن به‌وسیله سیلیمانیت جانشین شود باید مقدار Al_2SiO_5 از محیط عمل به‌سمت خارج نفوذ کند.

در واکنشهای پیچیده‌تر، مواد مختلف اغلب در دو جهت مهاجرت می‌کنند، و این مهاجرت در نتیجه انتشار یونها به‌صورت جامد صورت می‌گیرد و در این میان ماده سیال نقشی ندارند. در اینجا نیز عامل اصلی انرژی آزاد است که همیشه سعی می‌کند فعل و انفعالات را به‌سمتی رهبری کند که انرژی آزاد کل سیستم به‌حداقل برسد. معمولاً در دگرگونی پیشرونده، جانشینی موجب حجم کمتر می‌شود و در نتیجه عمل جانشینی ندرتاً اتفاق می‌افتد. ولی در دگرگونی قهقرایی عکس این پدیده بیشتر به چشم می‌خورد؛ مثلاً می‌توان جانشینی کلریت به‌جای گرونا، آمفیبول به‌جای پیروکسن و موسکویت به‌جای آندالوزیت را نام برد. غالباً جانشینی سبب می‌شود که مواد یا بلورهای دیگر در داخل بلور در حال رشد به دام افتند (انکلوزیون) و اگر تعداد این انکلوزیونها زیاد باشد، ساخت غربال‌شکلی ایجاد می‌کند که به آن ساخت پویی‌کیلوبلاستی می‌گویند. از کانیهایی که این ساخت را دارند می‌توان آندالوزیت، کوردیریت، گروناها، کلریتوید، بیوتیت، استرولیت و آلبیت را نام برد.

رابطه زمانی بین دگرشکلی و دگرگونی

اصولاً پورفایروبلاستها نسبت به کانیهای که به صورت دانه ریز در زمینه سنگ یافت می‌شوند استحکام بیشتری دارند، بنابراین در مقابل عوامل تغییر شکل، مقاومت زیادتری از خود نشان می‌دهند. از این نکته می‌توان استفاده کرد و رابطه بین فولیاسیون زمینه و دانه‌های پورفایروبلاست را مشخص ساخت و به توالی حوادث پی برد. در این مورد از اصطلاحات بعد، بین، همزمان با تکتونیک استفاده می‌کنند و در این رابطه، شکل پورفایروبلاست را با آرایش داخل آن (انکلوزیون)، مد نظر قرار می‌دهند:

۱. رشد پورفایروبلاست بعد از تکتونیک

به شکل ۲-۱۴ (الف) و (ب) توجه کنید. در هر دو یک شیتوزیته خارجی (که آن را با حرف S نمایش می‌دهند) در متن سنگ وجود دارد. همین حالت در پورفایروبلاست هم دیده می‌شود. بنابراین باید پذیرفت که ابتدا سنگ تحت تأثیر تکتونیک قرار گرفته و پس از آن، شرایط رشد پورفایروبلاست در آن فراهم شده است. با رشد این بلور درشت، دانه‌های کوچکتر زمینه در آن حبس می‌شوند و به این ترتیب بافت بویی کیلوبلاستی در آن به وجود آمده است. در اینجا زمینه سنگ دارای شیتوزیته است و جهت یافتگی آن در داخل پورفایروبلاست حفظ شده است. بنابراین باید نتیجه گرفت:

- رشد پورفایروبلاست بعد از تکتونیک بوده است.

- بعد از رشد، حادثه دیگری اتفاق نیفتاده است.

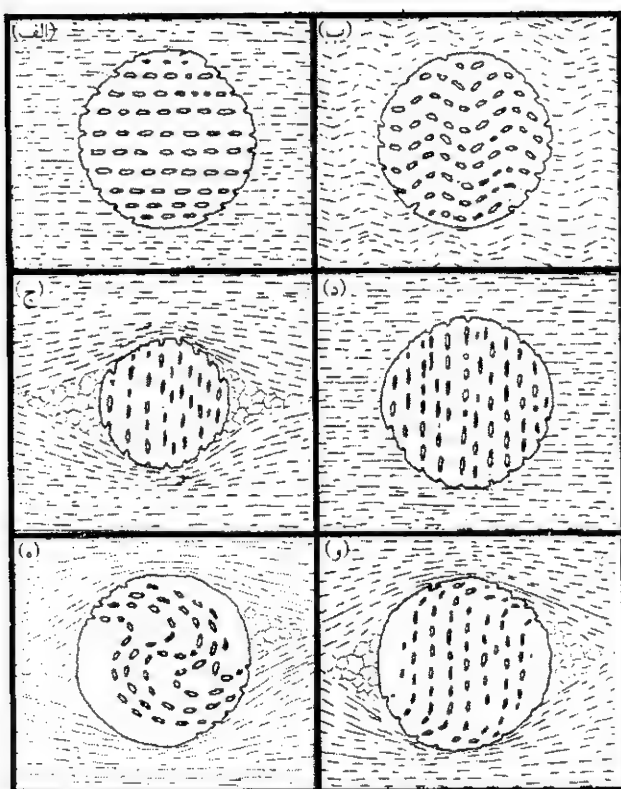
خاطر نشان می‌کنیم که کوارتز، ایلمنیت و گرافیت از کانیهای ویژه‌ای‌اند که در تشکیل شیتوزیته داخلی شرکت می‌کنند.

۲. رشد پورفایروبلاست بین دو تکتونیک

درون این قبیل پورفایروبلاستها یک سری از شیتوزیته قدیمی وجود دارد که با سری شیتوزیته بعدی احاطه می‌شوند. بنابراین فابریک جدیدی به وجود می‌آید که نسبت به شیتوزیته درون پورفایروبلاست متفاوت است (شکل ۲-۱۴ ج و د) بنابراین رشد پورفایروبلاست قبل از ایجاد شیتوزیته خارجی انجام شده و نشانه‌ای از دو حادثه تکتونیکی است

۳. پورفایروبلاستهای سن تکتونیک

اگر انکلوزیونهای موجود در یک پورفایروبلاست حالت تاب‌خورده داشته باشد (شکل ۲-۱۴



شکل ۲-۱۴ رابطه بین رشد پورفیروبلاستها و تکتونیک. در (الف) و (ب) رشد پورفیروبلاستها بعد از حادثهٔ تکتونیکی و در (ج) و (د) انکلوزیونهای پورفیروبلاست نشانهٔ دو دگرگونی در (ه) و (و)، رشد پورفیروبلاست همزمان با دگرگونی انجام شده است.

حالات (ه) و (و)، این پورفیروبلاستها همزمان با تکتونیک (سن تکتونیک) اند و نشانهٔ چرخش پورفیروبلاست در ضمن رشد است. به عبارت دیگر، می توان شکل (ه) را که اصطلاحاً به آن گلوله برفی^۱ می گویند و غالباً در گرونها دیده می شود نتیجهٔ غلتیدن بلورها در امتداد سطح شیستوزیته در نظر بگیریم. در (و) نیز یک پورفیروبلاست عادی دورانی دیده می شود که همزمان با جهت یافتگی جدید، تبلور دوباره نیز انجام شده و پورفیروبلاستها در آخرین مرحلهٔ رشد خود نحوهٔ ایجاد شیستوزیته خارجی را در خود ثبت کرده اند.

باید توجه داشت که گاهی بعضی از کانیهای زمینه ممکن است در پناه پورفیروبلاستها قرار گیرند و تا حدودی از فشار جهت دار مصون بمانند. در این حالت کمی درشت تر از

کانیهای زمینه‌اند. به این قبیل رشد کانیها را رشد در سایه فشار می‌خوانند (شکل ۲-۱۴ حالت ج).

خودآزمایی ۲

۱. دگرشکلی که با تغییر حجم ماده همراه نباشد چه نام دارد؟

الف) لغزشی ب) خزشی

ج) کشسانی (الاستیکی) د) خمیری

۲. ساخت سوسیسی یا بودین در نتیجه کدام یک از حالات زیر به وجود می‌آید؟

الف) وقتی که تنش از نوع فشردگی باشد.

ب) وقتی که تنش از نوع کششی باشد.

ج) وقتی که تنش موجب تغییر شکل لغزشی شود.

د) وقتی که مقاومت نهایی سنگ در مقابل فشردگی ناچیز باشد.

۳. اگر سنگی در عمق ده کیلومتری زمین قرار داشته باشد، فشار وارد بر آن از نوع است.

الف) همه‌جانبه و ایزوتروپ است. ب) هیدروستاتیک و ایزوتروپ است.

ج) جهت‌دار و انیزوتروپ است. د) جهت‌دار و ایزوتروپ است.

۴. براساس شکل ۲-۵، کدام یک از اشکال پنجگانه معرف فشار همه‌جانبه و فشردگی است؟

الف) حالت (ب) سمت راست ب) حالت ج

ج) حالت د د) حالت ب سمت چپ

۵. در یک محیط تکتونیکی، جهت‌یافتگی دانه‌های سازنده سنگ تابع کدام یک از عوامل زیر است؟

الف) دگرشکلی کشسان در مقیاس شبکه تبلور

ب) دگرشکلی خمیری در مقیاس شبکه تبلور

ج) چرخش کانیهای متساوی‌البعاد و مقاوم

د) فشارهای همه‌جانبه

۶. کدام یک از حالات زیر را می‌توان جریان تراوشی نامید؟

الف) انتشار ماده از خلال شبکه تبلور

- (ب) انتشار از طریق سیالاتی که دانه‌ها را احاطه کرده‌اند.
- (ج) انتشار از قشر خارجی دانه‌ها.
- (د) پیدایی هسته‌های تبلور و رشد دانه‌ها در جهتی معین
۷. کوارتزیت چه نوع یافتی دارد و علت ایجاد آن چیست؟
- (الف) بافت گرانوبلاستی، به دلیل انرژی سطحی یکسان در کانیهای آن
- (ب) بافت لیپیدوبلاستی، به دلیل انرژی سطحی یکسان در کانیهای آن
- (ج) بافت گرانوبلاستی به علت انرژی انیزوتروپی زیاد کانیهای کوارتز
- (د) بافت نماتوبلاستی به علت انرژی سطحی غیریکسان کانیهای سازنده آن
۸. از تعاریف زیر کدام یک معرف رشد تراوشی است؟
- (الف) بلورها با کنار زدن بلورهای مجاور برای خود جا باز می‌کنند.
- (ب) بلورهای در فضاهاى خالی سنگ به وجود می‌آیند.
- (ج) وقتی که فشار زیاد شود و مثلاً دیستن جای سیلیمانیت را بگیرد.
- (د) اگر مواد سازنده بلور از مواد مجاور تأمین شود.
۹. شکل ۲-۱۴ ب، نشانه کدام یک از حالات زیر است:
- (الف) رشد پورفایروبلست بعد از حادثهٔ تکتونیکی انجام شده است.
- (ب) رشد پورفایروبلست همزمان با حادثهٔ تکتونیکی انجام شده است.
- (ج) انکلوزیون پورفایروبلست نشانهٔ دو دگرگونی است.
- (د) پورفایروبلست از ابتدا و قبل از حادثهٔ تکتونیکی واجد این انکلوزیون بوده‌اند.
۱۰. در شکل ۲-۱۴، کدام یک از پورفایروبلستها سن تکتونیک (همزمان با تکتونیک) و کدام یک پُست تکتونیک (بعد از تکتونیک) است.
- (الف) الف و ب سن تکتونیک، ج و د پُست تکتونیک‌اند.
- (ب) ج و د سن تکتونیک و ه و و پُست تکتونیک‌اند.
- (ج) الف و ب سن تکتونیک و ه و و پُست تکتونیک‌اند.
- (د) ه و و سن تکتونیک و الف و ب پُست تکتونیک‌اند.

فصل سوم

اقسام دگرگونی

مقدمه

در مطالعات و بررسیهای صحرایی دو نوع دگرگونی را می‌توان از هم مجزا کرد که فقط از نظر مقیاس با هم متفاوت‌اند:

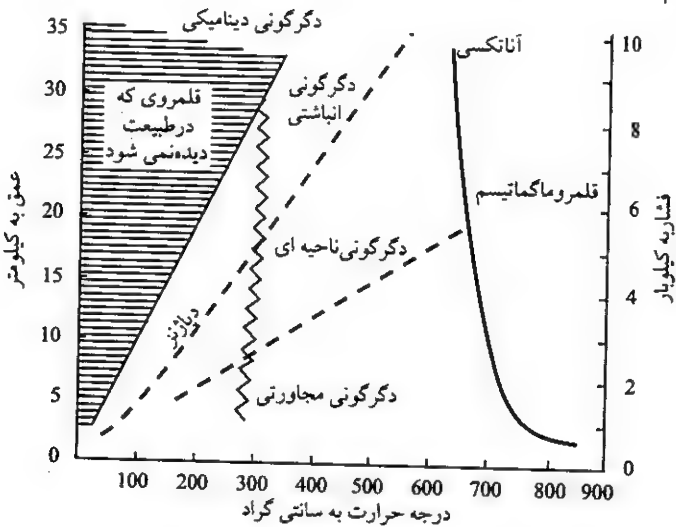
۱. انواعی که ابعاد محدود دارند و به یک منطقه خاص وابسته‌اند، مانند دگرگونیهای که در حاشیه یک توده آذرین (دگرگونی مجاورتی) دیده می‌شود یا دگرگونیهای که در نتیجه اصابت و برخورد سنگهای آسمانی در سطح زمین به وجود می‌آید.

۲. دگرگونیهای بزرگ مقیاس و قابل تقسیمی، این نوع دگرگونی را دگرگونی ناحیه‌ای یا عمومی می‌گویند که خود شامل دیناموترمال متامورفیسم و دگرگونی تدفینی (انباشتی) است. در زیر اقیانوسها نیز دگرگونی دیگری در مقیاس بزرگ رخ می‌دهد که در چند سال اخیر به کمک دوربینهای فیلمبرداری و نمونه‌برداریهای دقیق به وجود آن پی برده‌اند.

قبل از آنکه اقسام دگرگونی را توضیح دهیم لازم است اشاره کنیم که به جز دگرگونیهای اصابتی، دیگر اقسام دگرگونی با همدیگر و با حرکت صفحات لیتوسفری زمین (پلیت تکتونیک) در ارتباط‌اند.

اصولاً دگرگونیهای ناحیه‌ای را می‌توان در حاشیه صفحات همگرا، یعنی جایی مشاهده کرد که فرایندهای دینامیکی، حالات سیستم زمین‌شناسی را تغییر می‌دهند. در این نواحی، سنگهای دگرگونی به صورت نوارهای^۱ طویل در امتداد حاشیه قاره‌ها که کوهزایی را پشت سر گذاشته باشد دیده می‌شود. در ایران، نوار دگرگونی سنندج - سیرجان در حاشیه و به موازات زاگرس مرتفع را می‌توان از همین نوع دانست. مسلماً وضع هندسی

صفحات، سرعت و میزان همگرایی آنها، نوع صفحاتی که به هم نزدیک می‌شوند و فرایندهای حرارتی صادرشده از آستئوسفر و لیتوسفر همگی در گسترش این پدیده دگرگونی نقش دارند. چنانکه خواهیم دید با ادامه فروروانش، نوارهای دگرگونی دوگانه در امتداد حاشیه قاره‌ها به وجود می‌آید. گاهی در مناطق اپی‌زون، دگرگونی دینامیکی بروز می‌کند. عمل ذوب دورتر از محل برخورد، جایی که درجات زمین گرمایی زیاد شود، صورت می‌گیرد و، با استقرار ماده مذاب در ترازهای بالاتر، دگرگونی مجاورتی شکل می‌گیرد که در سنگهای اپی‌زون و مزوزون آثار آن را به صورت حرارتی و گاهی شیمیایی (متاسوماتیسم) قابل مشاهده کرد.

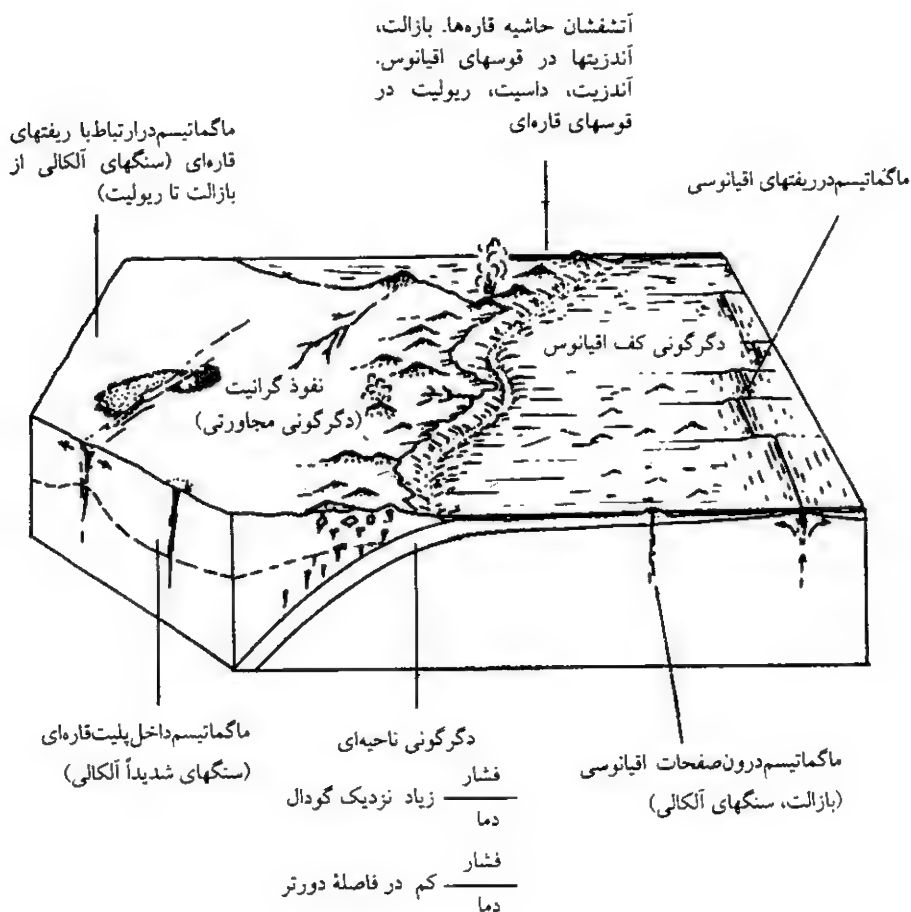


شکل ۱-۳ اقسام دگرگونی و محل آنها در قلمرو تغییرات دما و فشار، منحنی پرننگ منحنی ذوب گرانیست.

در زیر کف اقیانوسها، جایی که دو صفحه لیتوسفر از هم دور می‌شوند آب دریا در پوسته نفوذ می‌کند و سنگهای پوسته اقیانوسی را دگرسان و دگرگون می‌نماید. بنابراین باید دگرگونیها را پدیده‌ای در مقیاس پوسته زمین در نظر گرفت که حرکات حال و گذشته صفحات سازنده زمین را به نحوی در خود ثبت می‌کنند. در شکل ۲-۳ رابطه بین پلیت تکتونیک و دگرگونیهای مهم را نشان داده‌ایم.

عموماً در یک دگرگونی ناحیه‌ای، پدیده دگرگونی فقط یک بار اتفاق نمی‌افتد، بلکه همان‌طور که از کوهزایی می‌دانیم، تغییر شکلهای یک ناحیه معین ممکن است در

چند مرحله رخ دهد (فازهای کوهزایی). این تغییر شکل ممکن است با تبلور دوباره یا آرایش مجدد کانیها همراه باشد. در این حالت از چند دگرگونی یا پلی‌متامورفیسم صحبت می‌شود.

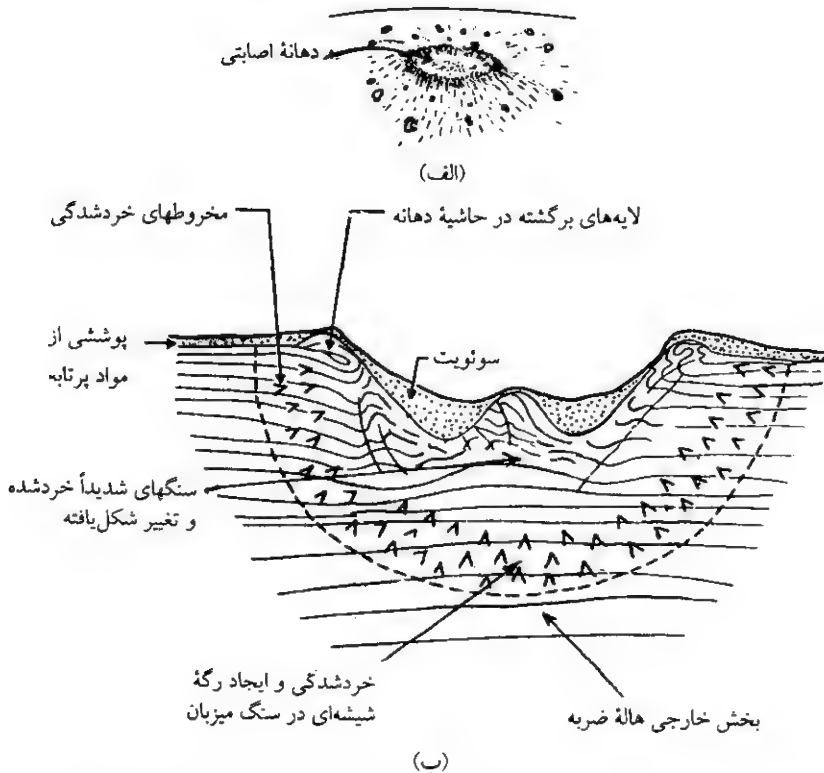


شکل ۳-۲ پلیت تکتونیک و انواع سنگهایی که در مناطق مختلف به آن وابسته‌اند. به محل وقوع دگرگونیهای ناحیه‌ای، دگرگونیهای مجاورتی و دگرگونیهای زیر کف اقیانوس توجه کنید.

۱. دگرگونی اصابتی یا دگرگونی ضربه‌ای

این دگرگونی را باید نوعی دگرگونی دینامیکی محسوب کرد که به‌صورت ساختمانهای دایره‌ای شکل یافت می‌شوند (شکل ۳-۳). این ساختمانها اساساً در نتیجه برخورد و اصابت

سنگهای آسمانی (متئوریت) یا در نتیجه انفجارهای هسته‌ای زیرزمینی به وجود می‌آیند. اگر شکل خارجی آنها بر اثر فرسایش از بین نرفته باشد- مانند دهانه‌هایی که در سطح ماه دیده می‌شوند- به آسانی قابل تشخیص‌اند. تشکیل دهانه را می‌توان با افتادن قطره‌ای آب در یک حوض تشبیه کرد. اگر درست بعد از برخورد قطره با سطح آب از آن عکس بگیریم مشاهده می‌کنیم که آب در محل برخورد کمی فرو می‌رود و سپس به بالا کشیده می‌شود و ذرات آن به اطراف پخش می‌شود. انرژی ناشی از برخورد، به صورت امواج به اطراف پخش می‌شود و تدریجاً محو می‌گردد. در محل برخورد سنگهای آسمانی بزرگ، نظیر همین پدیده اتفاق می‌افتد و فرورفتگی خاصی به وجود می‌آید که نظیر آن را در شکل ۳-۳ ملاحظه می‌کنیم.



شکل ۳-۳ (الف) برخورد و اصابت یک سنگ آسمانی بزرگ روی زمین و ایجاد دهانه مدور. (ب) مقطعی از یک دهانه برخوردی متئوریت دیده می‌شود. ساختمان عمقی کاملاً فرضی ترسیم شده است. بخش برآمده وسط را می‌توان به بالا آمدن آب که بر اثر برخورد یک قطره آب در استخر پدید می‌آید تشبیه نمود.

مسلماً انرژی جنبشی متئوریت مستقیماً به امواج ضربه‌ای تبدیل می‌شود^{۱*} که در محل برخورد، اثر آن شدید و با دور شدن از شدت آن سریعاً کاسته می‌شود. این امواج ضربه‌ای در فاصله هزارم ثانیه، فشاری بسیار زیاد (حدود چندین هزار بار) و گرمای شدید تولید می‌کنند که موجب خرد شدن سنگها به شکل مخروط می‌شود (مخروطهای خردشدگی^۲). این قبیل اشکال در سنگهای دانه‌ریز مانند سنگ آهک و کوارتزیت آسانتر تشکیل می‌شود. اگر حجم و وزن سنگ آسمانی زیاد و سرعت آن نیز زیاد باشد موجب ذوب یا تبخیر سنگ می‌گردد. هرچه از محل برخورد دورتر شویم از شدت آن کاسته می‌شود. در محل انفجارهای زیرزمینی، بر اثر شدت تشعشع قسمتی از سنگهای اطراف ذوب یا به بخار تبدیل می‌شوند. مقدار فشار در مخروطهای خردشدگی بین ۵ تا ۱۰ کیلو بار و در سنگهای ذوب‌شده در حدود ۶۰ کیلو بار (ناشی از ضربه) تخمین زده شده است. در حد بین آنها، اقسام کانیهای فشار بالا مانند کوئزیت و استیشویت (در حدود ۱۶ کیلو بار) به‌وجود می‌آید.

۲. دگرگونی مجاورتی یا دگرگونی حرارتی

این دگرگونی دامنه محدودی دارد به تشکیل سنگهای دگرگونی در پیرامون توده‌های نفوذی منجر می‌شود. دما در این نوع دگرگونی نقش اساسی دارد، ولی ترکیب شیمیایی توده نفوذی و سنگهای دربرگیرنده و نوع سیالاتی که از ماگما متصاعد می‌شود هم باید مد نظر باشد. به‌همین دلیل منطقه دگرگون‌شده، که به آن هاله دگرگونی هم می‌گویند، از نظر بافت و ترکیب کانی‌شناسی حالت منطقه‌ای دارد و در هر منطقه کانیهای خاصی دیده می‌شود. در دگرگونیهای مجاورتی غالباً هورنفلس به‌وجود می‌آید که به‌علت نبود تنش، کانیها بدون نظم و ترتیب و به‌طور اتفاقی قرار می‌گیرند. گاهی ممکن است بر اثر ورود توده‌های نفوذی تغییر شکلهایی در سنگهای مجاور به‌وجود آید. در این حالت بافت آن تا اندازه‌ای به بافت سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای شباهت پیدا می‌کند.

هنگامی که سنگهای رسوبی در مجاورت گرمای گدازه‌ای آتشفشانی قرار گیرند ابتدا آب از دست می‌دهند و تدریجاً پخته و شیبه آجر می‌شوند. در فاصله کمی دورتر از

* در واقع مجموع انرژی یک سنگ آسمانی (E_t) در محل برخورد پیچیده‌تر از این تبدیل ساده است. می‌توان رابطه زیر را در مورد آن صادق دانست

$$E_t = E_i + E_k + E_{gp} + E_s + E_d$$

انرژی کار و دفرماسیون + انرژی صوتی + انرژی پتانسیل ثقلی + انرژی جنبشی + انرژی داخلی = انرژی کل

توده مذاب، حالت پختگی تدریجاً محو می‌شود. مثلاً در پلور، گدازه‌های آتشفشان دماوند، روی خاکهای موجود در سطح سنگهای آهکی سازندار تأثیر گذاشته و در حدود ۲۰ تا ۴۰ سانتی‌متر خاک را به رنگ قرمز آجری درآورده است.

تأثیر گدازه بر سنگهای آذرین و دگرگونی چندان زیاد نیست. چنانکه قطعات گرانیت یا گنیسهای که درون توده مذاب بازالتی افتاده‌اند، بیوتیت‌های آنها سوخته و از بین می‌رود و فلدسپارهای آن سست و پوک می‌شود و در مجموع سنگ استحکام خود را از دست می‌دهد، مانند انکلاوهای گنیسی درون بمبهای آتشفشانی گدازه‌های منطقه قروه. برعکس، ضخامت هاله دگرگونی در مجاورت مواد مذاب درونی زیادتر و در حدود چند صد متر و استثنائاً ممکن است به یک تا دو کیلومتر برسد. ضخامت هاله دگرگونی در سنگهای پلیتی و آهکی زیادتر از لایه‌های ماسه‌سنگی است و در سنگهای ماگمایی به حداقل می‌رسد.

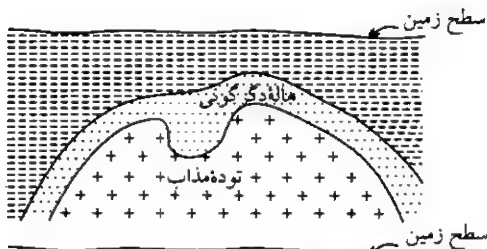
همان‌طور که پیشتر ذکر شد، هاله‌های دگرگونی معمولاً منطقه‌ای‌اند. اگر سنگ میزبان از نوع پلیتی باشد دگرگونی حرارتی عمدتاً از نوع ایزوشیمیایی و زونها نسبتاً منظم‌اند ولی اگر سنگ میزبان از نوع آهکی باشد و در مجاورت توده‌های نفوذی گرانیته یا دیوریتی قرار داشته باشد زونهای نامنظم ایجاد می‌شود. این امر ممکن است به ترکیب شیمیایی، مقدار سیالات، ساختمان و به‌خصوص به تراوایی سنگ میزبان در ارتباط باشد که امکان مهاجرت سیالات را فراهم می‌سازد.

هرگاه توده‌های نفوذی در افق‌هایی از اپی‌زون یا مزوزون تزریق شود هاله‌های منطقه‌ای نسبتاً ضخیمی به‌وجود می‌آید. در این حالت استقرار توده نفوذی در سنگهای میزبان نسبتاً سرد با بالازدگی سقف توده نفوذی و در نتیجه گسل خوردگی امکان‌پذیر است و یا ممکن است قطعاتی از دیواره به درون توده مذاب سقوط کند. در اعماق مزوزون و کاتازون که سنگ میزبان داغتر است، هاله‌های منطقه‌ای چندان مشخص نیست و استقرار توده نفوذی با کنار زدن سنگهای خمیری اطراف همراه است.

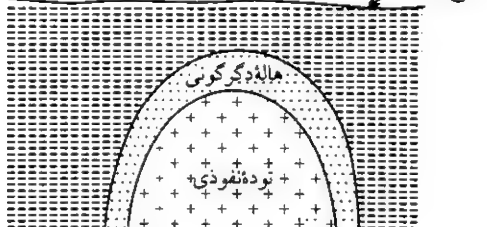
ضخامت هاله دگرگونی در حول و حوش یک توده نفوذی:

الف) بستگی به وضع هندسی (شکل ۳-۴ الف و ب)، حجم، نوع توده مذاب و عمق استقرار آن دارد.

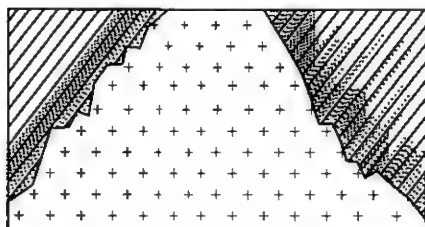
ب) در سنگهای میزبان به‌نوع، دما، وضع لایه‌بندی (در سنگهای رسوبی، شکل ۳-۴ ج)،



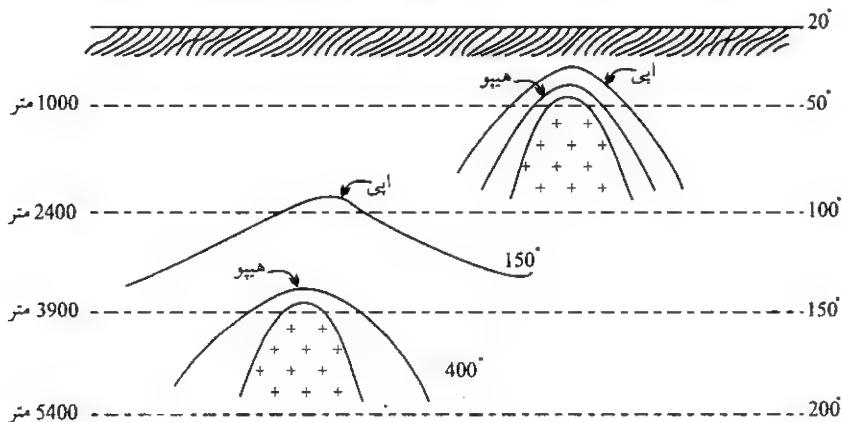
الف) در گودافتادگی توده نفوذی، ضخامت هاله به علت سطح تماس بیشتر با مواد مذاب، زیادتر است.



ب) ضخامت هاله در سقف زیاد و در پهلوها کمتر است.



ج) تراوایی و انتشار گرما در سمت راست توده نفوذی بیش از سمت چپ است، بنابراین ضخامت هاله سمت راست زیادتر است.



د) وضعیت فرضی ایزوترمها در حول و حوش توده گرانیتی. چنانکه ملاحظه می‌کنیم، هرگاه توده نفوذی در سطوح بالاتر مستقر شود، منحنیهای ایزوترم فشرده‌تر است ولی در اعماق فاصله آنها بیشتر است. شرایط ایتریمال در عمق ۱۰۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و شرایط هیپوترمال در ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد گسترش می‌یابد.

شکل ۳-۴ عوامل چهارگانه‌ای که در تعیین شکل و ضخامت هاله دگرگونی نقش دارند.

سیالات یا آب موجود در آن و تراوایی آن بستگی دارد. اگر مقدار آب در سنگ میزبان کم یا اگر تراوایی به شکستگیها و لایه‌بندیها محدود باشد، ضخامت هاله دگرگونی ناچیز و جریان حرارتی اساساً از نوع هدایتی است. ضمناً، آب فراوان و تراوایی زیاد، باعث انتقال مواد محلول در سیالات به فاصله دور می‌شود.

ضمناً باید به نقش زمان در ایجاد واکنشها توجه کرد. چنانکه گفته شد، حجم توده‌های نفوذی عامل مهمی در ضخامت هاله دگرگونی به‌شمار می‌آید. بین زمان و ضخامت توده‌های نفوذی رابطه زیر برقرار است:

$$t = 0.1D^2$$

که در آن t زمان برحسب سال، D ضخامت توده آذرین است (در اینجا آن را به‌صورت یک سیل^۱ قائم در نظر گرفته‌ایم)، یعنی اگر ضخامت توده آذرین یک متر باشد زمان لازم (یعنی t) برای انجام واکنشها سه روز است و اگر ضخامت توده نفوذی ۱۰ متر باشد، زمان لازم واکنش یک سال است. اگر ضخامت توده آذرین ۱۰۰ متر باشد، زمان برای واکنش حدود یک قرن و اگر ضخامت سیل مزبور، ۱۰۰۰ متر باشد زمان واکنشها ۱۰۰ قرن طول می‌کشد. به‌طور کلی واکنشهای دگرگونی به زمان نیاز دارد و هر قدر زمان واکنشها طولانیتر باشد امکان و فرصت تشکیل کانیهای جدید فراهم‌تر است. در عوض، ضخامت هاله دگرگونی بستگی به دمایی دارد که از توده نفوذی به خارج نشت می‌کند.

اصولاً در حالت مذاب، دمای توده را باید در حد منحنی لیکیدوس در نظر گرفت. مقدار دمایی که از هر توده مذاب به سطوح مجاور آن می‌رسد از ۶۰ درصد دمای آن متجاوز نیست. یعنی اگر دمای لیکیدوس گرانیته را ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر بگیریم، گرمای سنگهای مجاور از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$T = 800 \times \frac{60}{100} + T_r$$

که در آن T_r درجه زمین‌گرمایی محلی است که قبل از نفوذ توده ماگمایی در آن وجود داشته است.

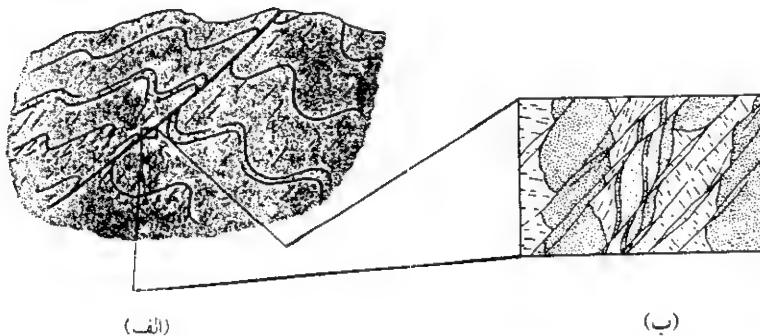
در هر حال، مقدار T فاصله $\frac{D}{10}$ از استوک گرانیته از ۵۰ درصد دمای توده

تجاوز نمی‌کند (در اینجا D ضخامت فرضی توده نفوذی است). اصولاً حداکثر دامنه تغییرات دما، ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار معمولاً کم و حداکثر به ۲۰۰۰ بار می‌رسد. در سنگهای هاله تغییر شکل دیده نمی‌شود ولی رشد و تجدید تبلور اهمیت زیادی دارد. به همین دلیل استحکام این گونه سنگها زیادتر است.

۳. دگرگونی دینامیکی یا دگرگونی کاتاکلاستی

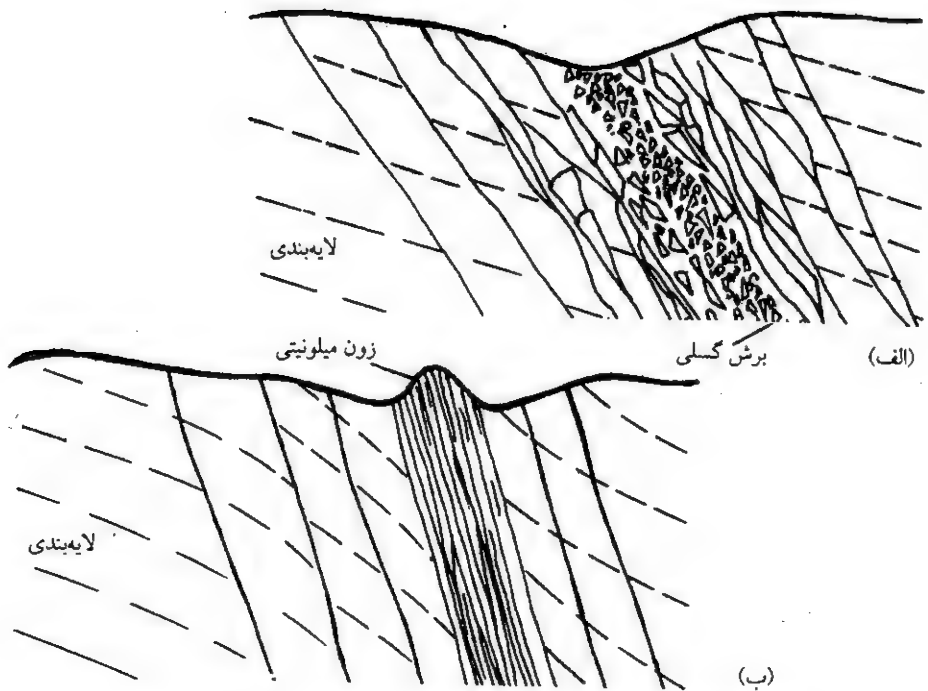
همان‌طور که در صحرا دگرگونی مجاورتی را در کنار توده‌های آذرین تعقیب می‌کنیم، دگرگونی دینامیکی را در ارتباط با سطوح گسلی بزرگ یا روراندگیهای مهم و به‌صورت نوارهای باریک و دراز* مشاهده می‌کنیم. مطالعات تکنیک حاکي از آن است که همزمان با حرکات مهم سطوح گسلی، دگرگونی دینامیکی اتفاق می‌افتد. می‌دانیم که اصولاً گسلها و روراندگیها تاریخ پیچیده‌ای دارند (شکل ۳-۵) و در چندین مرحله از حرکات شرکت می‌کنند ولی دگرگونی دینامیکی فقط در بعضی از این حالات پدید می‌آید.

وانگهی می‌دانیم که در سطوح فوقانی پوسته زمین سنگها شکننده‌اند. بنابراین وقتی تحت‌تأثیر حرکات مکانیکی شدید قرار گیرند خرد می‌شوند که حتی در مقیاس نمونه دستی یا کوچکتر از آن هم می‌توان آنها را تشخیص داد. ولی در سطوح عمیقتر که دما زیادتر است ممکن است حرکت با تبلور دوباره همراه باشد و در حالات استثنایی حتی ممکن است پدیده ذوب نیز اتفاق افتد (ذوب مالشی^۱ یا اصطکاکی).



شکل ۳-۵ در اینجا گسل لایه‌های سنگ را قطع کرده (شکل الف) و در امتداد آن کانیهای سنگ از هم گسیخته شده‌اند (شکل ب).

* مقیاس این نوارها غالباً محلی است. مثلاً، می‌توان آن را در حاشیه گرانیت الوند در حوالی علی‌آباد دماق به‌صورت نواری به‌ظاهر گنبدی مشاهده کرد.



شکل ۳-۶ مقطع عرضی از یک زون گسلی در سنگهای سخت و متراکم. در (الف) زون گسل یا برش گسلی را ملاحظه می‌کنیم که در سطوح فوقانی پوسته زمین اتفاق می‌افتد. (ب) زون گسل با میلونیت که در سطوح عمیقتر پوسته زمین به وجود می‌آید.

قطعه‌قطعه شدن شدید در سطوح گسلها یا روراندگیها، باعث ایجاد برش گسلی می‌شود (شکل ۳-۶) که قطعات درشت‌تر در بین قطعات ریزتر (میکروبرش) دیده می‌شود. با ملاحظه میکروبرش در زیر ذره‌بین، ذرات درشت‌تر در خمیره بسیار دانه‌ریز (مانند آرد) پراکنده‌اند. این قبیل مناطق محل مناسبی برای نشست و نفوذ آب است و در نتیجه سنگ حاصل به سرعت تخریب و فرسوده می‌شود و سرانجام به ماده رسی تبدیل می‌شود که قطعات درشت‌تر در آن پراکنده‌اند. این همان گوژ گسلی است. مانند گابروی مبارک‌آباد (جاده هراز) که پس از تزریق در طول گسل مشاء- فشم، تحت تأثیر حرکات بعدی به شدت خرد و فرسوده شده است. به طور کلی محلهای برش گسلی و گوژ گسلی به آسانی تخریب پذیرند. به همین دلیل، غالباً در همین محلهای دره‌هایی برای عبور آبهای جاری به وجود می‌آید.

۴. دگرگونی ناحیه‌ای یا دیناموترمال متامورفیزم

دگرگونی ناحیه‌ای گسترش زیادی دارد و خاص نوارهای کوهزایی است. در مناطقی که

جابه‌جایی، تبلور مجدد کانیها در حالت جامد می‌شوند و فابریک انیزوتروپی مانند کلیواژ اسلیتی، فولیاسیون و لینه‌آسیون به‌وجود می‌آید (شکل ۶-۲۶) و در نتیجه فابریک اولیه سنگ دستخوش تغییر می‌شود (شکل ۶-۱۲). به‌همین دلیل، این دگرگونی را گاهی دگرگونی سن‌تکتونیک هم نامیده‌اند.

مطالعات صحرایی حاکی از آن است که در این قبیل دگرگونیها می‌توان از سنگهای دگرگون نشده تا انواع شدیداً دگرگون شده، حالات حد واسط و تدریجی ملاحظه نمود که در آن از خارج به داخل بر شدت درجات دگرگونی افزوده می‌شود. این حالت را می‌توان براساس اندازه دانه‌ها (کانیها) در صحرا به اثبات رسانید. زیرا ثابت شده است هرچه اندازه دانه‌ها درشت‌تر باشد درجه دگرگونی شدیدتر است. در درجات بسیار شدید آن نیز ذوب‌بخشی رخ می‌دهد و تدریجاً رگه‌های گرانیت و پگماتیت فراوانتر می‌شود. باری، لازمه ایجاد دگرگونی ناحیه‌ای افزایش فشار جهت‌دار و دماست که دوام و مداومت آن ممکن است به بیش از ۱۰ میلیون سال برسد. مسلماً تغییر شکلهای متعددی در این مدت مدید رخ می‌دهد که از ویژگیهای مناطق در حال فروورانش است. این نوع دگرگونی دارای مشخصات کلی زیر است:

- وسعت و گسترش زیاد،
- همزمانی با تکتونیک (سن‌تکتونیک)،
- دارا بودن فابریک انیزوتروپی نظیر آنچه در میکاشیستها و گنیسها دیده می‌شود،
- درجات دگرگونی مختلف و در نتیجه سنگها دگرگونی متفاوت.

۵. دگرگونی انباشتی یا تدفینی

هنگامی که سری ضخیمی از رسوبات یا سنگهای آتشفشانی روی هم انباشته شود، دما و فشار افزایش می‌یابد و دگرگونی انباشتی به‌وجود می‌آید. بنابراین، در بعضی شرایط می‌توان این دگرگونی را دنباله دیاژنز دانست. در این صورت، ارتباطی با کوهزایی و نفوذ توده‌های آذرین ندارد. پس می‌توان چنین پنداشت که تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در سنگ در نتیجه افزایش فشار ناشی از سنگینی لایه‌ها نیز تراکم مواد را زیاده‌تر کرده و کانیهای جدیدی به‌وجود می‌آورد که به‌موازات لایه‌بندی اولیه متبلور شده‌اند. بدین ترتیب، ساخت اولیه سنگ در این نوع دگرگونی عموماً محفوظ می‌ماند و فقط ترکیب کانی‌شناختی آن تغییر می‌کند، به‌نحوی که از نظر کانی‌شناسی نمی‌توان مجموعه کانیهای دگرگونی

انباشتی را از انواع دگرگونی ناحیه‌ای درجات ضعیف جدا کرد. نبود ساخت جهت‌دار و فابریک انیزوتروپی نشان می‌دهد که فشارهای جهت‌دار در آن وجود ندارد یا می‌توان از آن صرف‌نظر کرد، زیرا در این دگرگونی، از هر سو فشارهای یکسان بر سنگ وارد می‌شود.

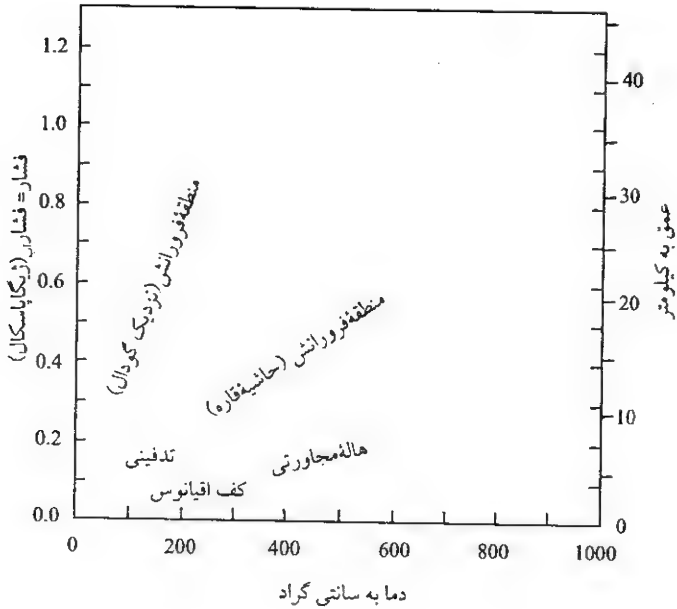
همان‌طور که قبلاً گفته شد، بسیاری از پترولوژیستها عقیده دارند که تأثیر و اهمیت دما در دگرگونی بیش از تغییرات فشار است. اگر چنین موضوعی صحت داشته باشد، باید قبول کنیم که مجموعه‌کانیهایی که در این نوع دگرگونی به وجود می‌آیند بیشتر بر اثر افزایش دما ایجاد می‌شوند نه فشار، با حفاری در مناطقی که تغییرات درجات زمین‌گرایی شدید داشته‌اند ثابت شده که دگرگونیهای تدفینی در اعماق کم، یعنی تقریباً در عمق ۲ کیلومتری به وجود آمده و بین ترکیب کانی‌شناسی سنگها و دمای اندازه‌گیری شده تطابق کامل برقرار بوده است.

آثار و شواهد دگرگونی تدفینی در سنگهای آتشفشانی تخریبی به‌خصوص انواعی که واجد شیشه بوده و در زیر لایه‌های ضخیم قرار داشته باشند بهتر دیده می‌شود. در این حالت با حضور آب، شیشه سنگ به کانیهای دانه‌ریز مانند آنالسیم تبدیل شده است (شکل ۳-۹). دگرگونی استاتیک. گاهی به جای دگرگونی تدفینی از دگرگونی استاتیک صحبت می‌شود. در این حالت فشار جهت‌دار دخالت ندارد و این دگرگونی در دما و فشار فزاینده به وجود می‌آید.

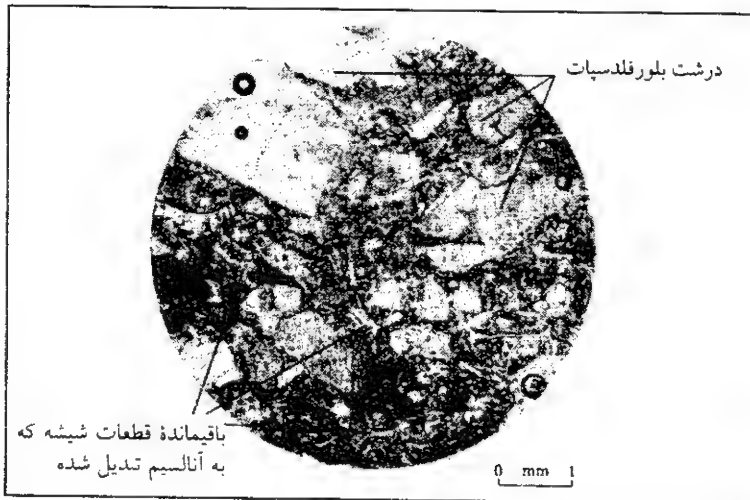
۶. دگرگونی زیرکف اقیانوسها^۱

این نوع دگرگونی در مجاورت ریفتهای داخل اقیانوسی یعنی جایی دیده می‌شود که گدازه بازالتی به کف اقیانوس می‌رسد. وسعت و پراکندگی آن نیز به دلیل گسترش شکافهای عظیم اقیانوسی زیاد است.

در این محلها، آب دریا با دمای دو درجه سانتی‌گراد و pH نزدیک به ۸ به درون شکستگیها نفوذ می‌کند، پس از گرم شدن به جوش می‌آید و دمای آن تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد و با انحلال گازهای آتشفشانی از جمله SO_2 و ... تدریجاً خاصیت اسیدی پیدا می‌کند و در این حالت قادر است تغییراتی در سنگهای مسیر و معبر به وجود آورد و کانیهای سازنده آنها را دگرسان کند و درعین حال عناصری از آن را در خود حل و به حالت محلول به آب دریا وارد کند. به همین دلیل بعضی از سنگ‌شناسان با فرض



شکل ۳-۸ شرایط دما فشار در رژیم‌های مختلف مناطق دگرگونی.



شکل ۳-۹ دگرگونی یک توف آتشفشانی که در آن بلور و شیشه وجود داشته و خرده‌های شیشه کاملاً به آنالسیم تبدیل شده است.

آنکه کانی سازی در طول مناطق شکستگی انجام می شود آن را نوعی دگرسانی هیدروترمال و بعضی دیگر نیز آن را نوعی متاسوماتیسم می دانند.

مواد حاصل از انحلال به رنگ خاکستری تیره به صورت چشمه های آب گرم وارد آب دریا می شود. چنین محلولی غنی از سولفورهای فلزی است که ضمن بالا آمدن از مجاری و کانالهای خاص که شبیه دودکشهای آتشفشانی (ولی در مقیاس کوچکتر) است با فشار نسبتاً زیاد، به صورت چشمه هایی از ذرات معلق و بخار آب - که شبیه دود است و اصطلاحاً به آن دوده سیاه^{*} می گویند - از کف دریا فوران می کند. مقداری از مواد دوده سیاه ضمن سرد شدن به صورت توده های استوانه ای یا مخروطی شکل بر جای می ماند و مقداری نیز پس از مخلوط شدن با آب دریا به صورت لایه های نازکی (غنی از سولفورهای فلزی) ته نشین می شود.

بررسیهای ایزوتوپی استرونیسم سنگهایی که از حفاری کف اقیانوس به ویژه در محل گسلهای ترانسفورم یا نزدیک به ریفت های اقیانوسی برداشت شده نشان داده است ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.706$) که آب دریا در تغییر و تبدیل سنگهای ماگمایی کف اقیانوس نقش داشته است^{*}.

در مناطق ریفتی فعال افزایش درجه زمین گرمایی سریع است و تقریباً ۵ تا ۸ برابر مناطق دیگر سطح زمین است. بنابراین در دگرگون شدن سنگهای کف اقیانوس نقش دما همراه با حضور سیالات به ویژه آب حائز اهمیت ولی عملکرد فشار ناچیز است. به همین دلیل رخساره پرهنیت - پومپلایت که عملاً باید بین رخساره زئولیتی و شیبست سبز یافت شود در این مناطق وجود ندارد.

۷. دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال

منظور از دگرگونی هیدروترمال فعل و انفعالهایی است که بین سیالات داغ (به صورت محلولهای مایع یا گاز) با سنگهای اطراف انجام می شود و به موجب آن بعضی از مواد این سیالات به سنگهای مجاور وارد و بعضی دیگر از آن خارج می شوند. این سیالات ممکن است از آشیانه های ماگمایی نشئت گیرند که در حین انجماد مواد مذاب، برحسب شرایط به صورت گاز یا مایع می توانند با هم یا مستقل از هم، محیط انجماد را ترک کنند. همان طور که در دگرگونی زیر کف اقیانوس مشاهده کردیم، سیالات ممکن است منشأ

* نسبت مزبور در آب دریا 0.709 و در سنگهایی که تازه به کف ریفت های اقیانوسی رسیده اند در حدود 0.703 تا 0.704 است.

ماگمایی نداشته باشند. با ورود و نفوذ آبهای جوی به درون زمین و سرانجام گرم شدن و تبخیر آن، می‌تواند سیالات دگرسان‌کننده‌ای به وجود آورد که توده آذرین در آن نقش ندارد. طی این دگرگونی، کانیهای شکل گرفته در دمای بالا به کانیهای شاخص درجات پایین تبدیل می‌شود. از ویژگیهایی بافتی سنگهایی که بدین گونه دگرگون شده‌اند جانشینی یک کانی به جای دیگر است (پسدمورف) و گاهی تشکیل حاشیه واکنشی در اطراف کانی اولیه است، که در فصل اول به آن اشاره شد.

جانشینی ماده که با تغییر ترکیب شیمیایی سنگ همراه باشد موجب تشکیل کانیهای جدید می‌شود و این عمل به قسمی اتفاق می‌افتد که حالت جامد سنگ پیوسته محفوظ می‌ماند. این همان تعریف متاسوماتوز است.

در محلولهای ماگمایی، مواد فرار و بسیاری از عناصر فلزی وجود دارد و معمولاً به طرف بالا یعنی به سوی مناطق کم فشار به حرکت درمی‌آیند. محلولهای مزبور نقش واسطه را بازی می‌کنند و در ضمن عبور و نفوذ در طول شکستگیها، در حد فاصل بین سنگهای مختلف، مواد به مهاجرت خود ادامه می‌دهند. این مهاجرت ممکن است به دو طریق صورت گیرد:

۱. مواد سازنده در بین حفره‌های ساکن در جهتی که تمرکز آن کم باشد منتشر می‌شود یعنی مهاجرت از راه انتشار رخ می‌دهد این حالت را متاسوماتیسم انتشاری می‌گویند.
۲. مواد در حفره‌ها به صورت محلول حرکت نموده و در سنگهای اطراف نفوذ می‌کند، یعنی فرایند مهاجرت از راه تراوش صورت می‌گیرد (متاسوماتیسم تراوشی). مسلماً بین این دو، حالت حد واسط زیادی وجود دارد.

پدیده متاسوماتیسم انتشاری از حدود چند متر تجاوز نمی‌کند در حالی که در حالت تراوشی عناصر محلولها می‌توانند از خلال شکستگیها به فواصل بسیار دورتر مهاجرت کنند. مسلماً حرکت سیالات و موادی که با خود حمل می‌نمایند، مستلزم انرژی است. این انرژی عمدتاً بر اثر نفوذ ماگمای داغ به درون سنگهای سردتر تشدید می‌شود.

پدیده فنیته شدن نیز نوعی متاسوتیسم است که در اطراف توده‌های نفوذی کربناتی به وجود می‌آید. در مجاورت سیالاتی که از این نوع ماگما به خارج نشت می‌کند، بلورهای فلدسپار حالت پایدار و بلورهای کوارتز حالت ناپایدار* دارند و حل می‌شوند

* این سیالات pH قلبایی دارند و در این pH کوارتز حل می‌شود.

و در جای آنها حفراتی باقی می‌ماند. سنگ حاصل را اپی‌سینیت می‌نامند که خود نوعی گرانیت عاری از کوارتز است. در این پدیده تغییرات شیمیایی در تمام حجم سنگ انجام می‌شود. گاهی تغییر حالت مزبور در مقیاسی کوچک که از اندازه دانه‌های سنگ تجاوز نمی‌کند صورت می‌گیرد. در این حالت نباید آن را متاسوماتیسم دانست. مثلاً جدایش عناصری مانند Si, Al, Ca, Fe, Mg و اکسیژن از ترکیب یک شیل که در تشکیل و رشد یک بلور گرونا مصرف می‌شود در حد و مقیاس کانیها انجام می‌گیرد، که به جای متاسوماتیسم به آن تفریق دگرگونی^۱ می‌گویند.

خود دگرگونی یا اتومتامورفیسم^۲

هنگامی که یک توده ماگمایی در حضور سیالات خود انجماد یابد، کانیهای آن دستخوش تغییر و تحولات خاصی می‌شوند مثلاً کانیهای آبدار (یا آبدارتری) به وجود می‌آید یا شکل کانی تغییر می‌کند و سرانجام در ترکیب شیمیایی آن ممکن است تغییراتی بروز نماید مثلاً سریستی شدن فلدسپارها در توده‌های گرانیتی یا سرپانتینی شدن اولیوین در سنگهای گابرویی. این نوع دگرگونی به تغییرات کانی‌شناسی ثانوی در سنگهای آذرین شباهت بسیار دارد. به این تغییرات اتومتامورفیسم یا خود دگرگونی می‌گویند.

چند دگرگونی یا پلی‌متامورفیسم

هنگامی که سنگهای دگرگونی تحت تأثیر حوادث گرمایی یا دگرشکلیهای بعدی دیگری قرار گیرند مجدداً دگرگون می‌شوند و پلی‌متامورفیسم به وجود می‌آید. تنها در حالتی که حادثه دگرگونی پایانی از نظر شدت یا مدت برای محو کردن فابریکهای دگرگونی و ترکیب کانی‌شناسی آن کافی نباشد می‌توان به وجود دگرگونی چندگانه پی برد.

همان‌طور که در مقدمه این فصل گفته شد، بین دگرگونیها و پلیتکتونیک رابطه نزدیکی وجود دارد. به علاوه، می‌دانیم هر حادثه کوهزایی ممکن است میلیونها سال به طول انجامد و فاصله بین دو کوهزایی نیز تقریباً ممکن است به ۱۰۰ میلیون سال برسد. بنابراین، هرگاه تغییراتی در جهت یا سرعت همگرایی صفحات لیتوسفر اتفاق افتد یا حادثه تکتونیک دیگری رخ دهد یا پدیده‌های گرمایی تغییر نماید، دگرگونیهای مکرر پدید می‌آید. چندان دگرگونی بر دو نوع است:

- دگرگونی پیش‌رونده، یا دگرگونی (هایی) که در آن شدت دگرگونی در مراحل بعدی زیادتر باشد.

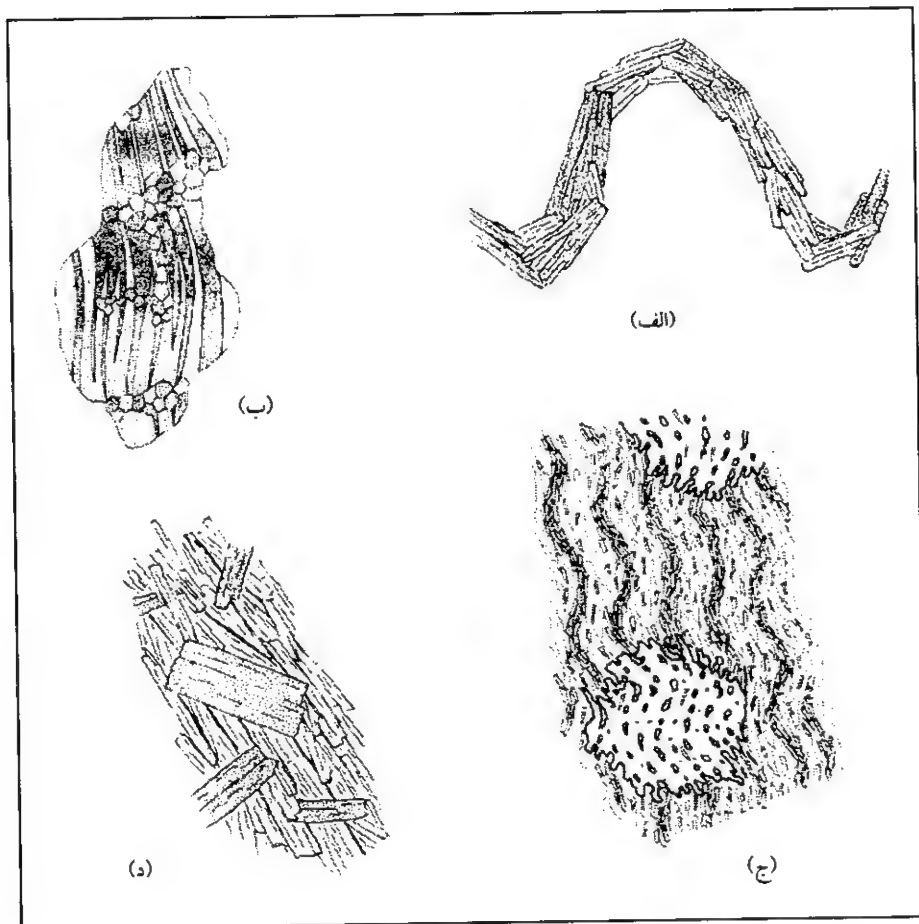
- دگرگونی پس‌رونده یا قهقرایی یا دیافتورز، اگر شدت دگرگونی بعدی، کمتر از دگرگونی اول باشد تعیین مراحل دگرگونی معمولاً امکان‌پذیر است. زیرا در بسیاری از حالات آثار کانی‌شناسی و ساختمان دگرگونی اول را می‌توان تشخیص داد. با مثالهای زیر سعی کرده‌ایم بعضی از انواع چنددگرگونی را مشخص کنیم:

مثال ۱. گرانیتویدهای الوند همدان به سن کرتاسه - پالئوسن در داخل شیستهای همدان تزریق شده و شیستهایی دگرگونی ناحیه‌ای این منطقه را مجدداً دگرگون کرده (دگرگونی مجاورتی) و آنها را به اسلیت‌های لکه‌دار و هورنفلس تبدیل نموده است. در این حالت شیستها هم شیستوزیته خود را از دست داده و هم کانیهای درجات شدید دگرگونی مثلاً کوردیریت و سیلیمانیت در آنها ظاهر شده و سنگ فابریک فشرده پیدا کرده است.

مثال ۲. مطابق شکل ۳-۱۰ (الف)، بلورهای میکا پیچ و تاب نداشته و جهت یک چین را تعقیب کرده‌اند و این شکل نشان می‌دهد که این بلورها بعد از حادثه چین‌خوردگی رشد و نمو کرده و پس از آن ظاهراً حادثه مهم دیگری اتفاق نیفتاده است.

مثال ۳. مطابق شکل ۳-۱۰ (ج)، بلورهای پورفیروبلاست گرونا، بعد از حادثه دگرگونی رشد کرده و کانیهای محیط اطراف خود را دربرگرفته (انکلوزیون)، به‌نحوی که جهت شیستوزیته قدیمی با این انکلوزیون ثبت شده است. بنابراین رشد بلور گرونا را می‌توان به دگرگونی مرحله ثانوی مربوط دانست.

مثال ۴. مطابق شکل ۳-۱۰ (د)، دو نسل از میکا را ملاحظه می‌کنیم که انواع موازی در یک زمان از دگرگونی و انواع ناموازی نسبت به آنها، در مرحله تأخیری به‌وجود است.



شکل ۳-۱۰ بعضی از فابریکهای بعد از تکتونیک

در (الف) بلورهای میکا هم فولیاسیون نشان می‌دهند و هم شکل یک چین را مشخص کرده‌اند. هیچ یک از بلورها تاب ندارد و در زیر میکروسکوپ خاموشی یکسان و یکنواخت نشان می‌دهند. رشد این میکاها بعد از چین‌خوردگی حاصل شده زیرا شکل چین را تعقیب کرده‌اند.

در (ب) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل تابدار و خاموشی موجی خود دیده می‌شود. بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز در محلهایی که تنش کم‌اثر بوده دوباره متبلور شده (بلورهای کوچک چندگوش) و رشد کرده‌اند.

در (ج) بلورهای گرونا با بافت پویی کیلویلاستی بدون تغییر شکل مانده ولی انکلوزیونهای موجود در آن جهت شistosozite قدیمی را نشان می‌دهند.

در (د) دو نسل از میکا را ملاحظه می‌کنیم: نسل اول در امتداد فولیاسیون قرار دارند و نسل دوم بعد از حادثهٔ تکتونیکی به‌وجود آمده زیرا فاقد جهت‌یافتگی برتر است.

مثال ۵. شکل ۳-۱۱ مقطع میکروسکوپی از میکاشیستهای چین‌خورده ناحیه زاغه (راه همدان به ملایر) را نشان می‌دهد که در آن لاقل دو دگرگونی را می‌توان مشاهده کرد. ابتدا سنگ فولیاسیون‌دار شده است و میکاها در جهت فولیاسیون قرار گرفته‌اند. سپس در دگرگونی مرحله بعدی، بلورهای میکا پیچ و تاب برداشته و درعین حال بلورهای بیوتیت تیره‌تر در امتداد سطح محور چینها (چینهای میکروسکوپی) رشد کرده‌اند.



(الف)

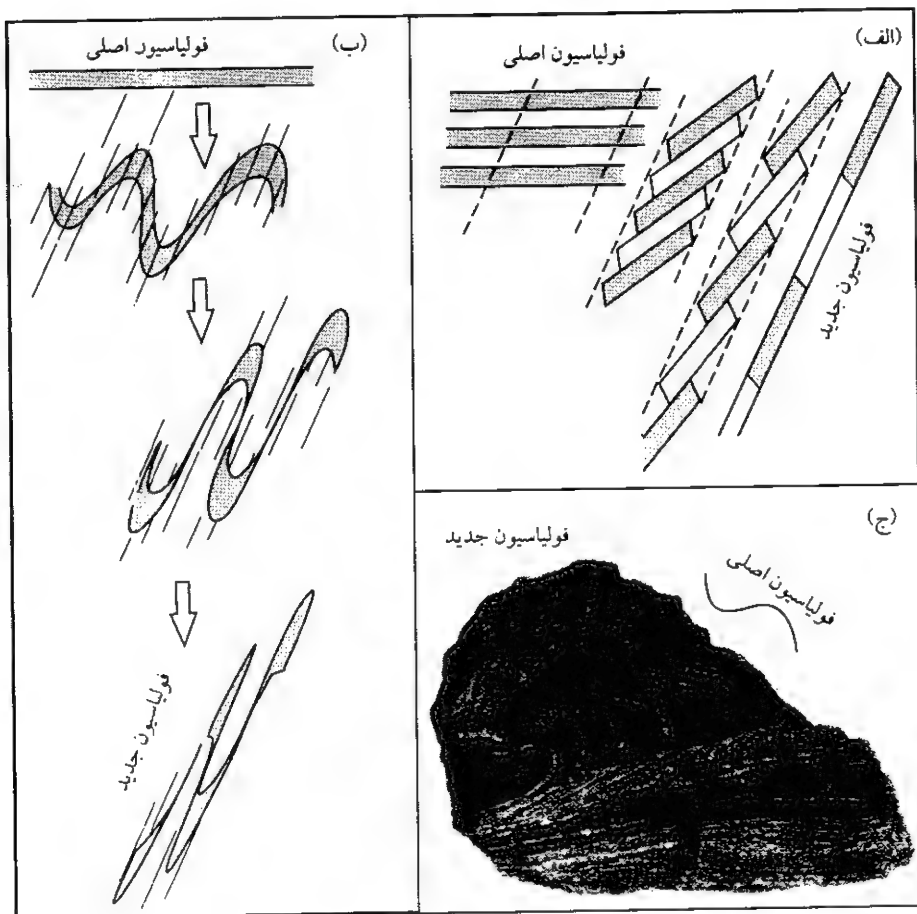


(ب)

شکل ۳-۱۱ مقطع میکروسکوپی یک میکاشیست ناحیه زاغه همدان، با دو دگرگونی. نورپلاریزه ۴۰ برابر. بافت یک میکاشیست کوارتز + کوردیریت + موسکوویت + بیوتیت‌دار ناحیه زاغه را ملاحظه می‌کنیم.

- بیوتیتها در امتداد فولیاسیون قرار دارند (دگرگونی نسل اول)
- بیوتیتها تاب‌خوردگی دارند و درعین حال بلورهای بیوتیت (خطوط ضخیم و تیره) به موازات سطح محوری این چینها مرتب شده‌اند (دگرگونی نسل دوم)

مثال ۶. مطابق شکل ۳-۱۲، گاهی چرخش مکانیکی ممکن است بر فولیاسیون اولیه مؤثر واقع شود و فولیاسیون جدیدی به وجود آورد که نسبت به فولیاسیون قدیمی مورب است. اگر سنگ حالت خمیری داشته باشد (شکل ۳-۱۲ ب)، با افزایش فشارهای جانبی زیادتر، ممکن است فولیاسیون جدید به وجود آید.



شکل ۳-۱۲ فولیاسیون انتقالی و نمایش دو دگرگونی

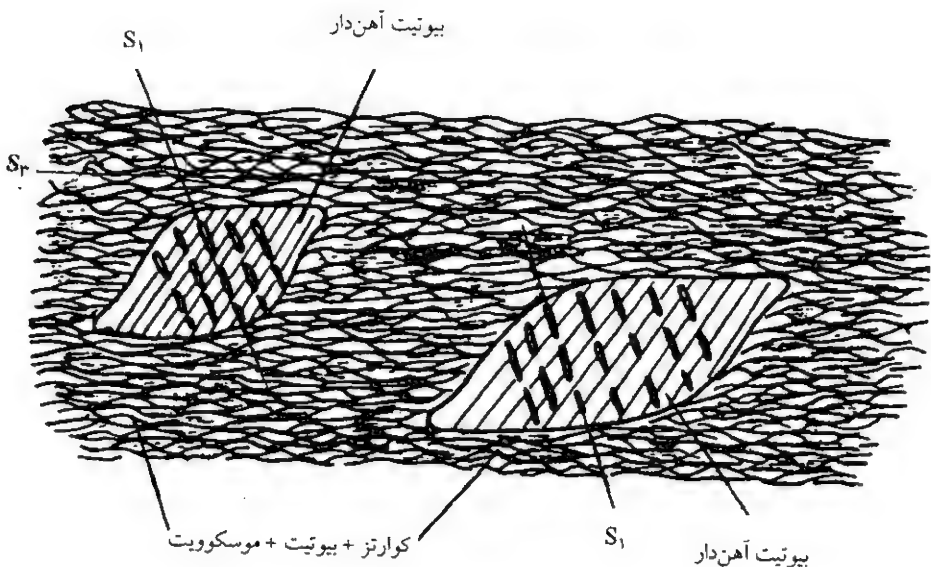
در (الف) چرخش مکانیکی موجب برش خوردگی فولیاسیون اولیه شده و در امتداد خط چین فولیاسیون جدیدی به وجود آورده است. این حالت، خاص سنگهایی است که رفتار شکننده داشته باشند.
 در (ب) با فشردگی دائم و تدریجی که از دو سمت بر فولیاسیون اولیه وارد آمده باعث چین خوردگی و سرانجام ایجاد فولیاسیون جدید شده است که نسبت به فولیاسیون اولیه مورب است. در حالت اخیر سنگ حالت خمیری داشته است. پیکانها مراحل تدریجی را نشان می دهند.
 در (ج) در یک نمونه دستی فولیاسیون قدیمی و جدید شبیه حالت (ب) دیده می شود. فولیاسیون جدید با محور چینها هم جهت است.

مثال ۷. در شیستهای جنوب مشهد سه‌فاز دگرگونی تشخیص داده شده است. مطابق شکل ۳-۱۳، در بسیاری از اسلیت‌ها و شیست‌ها دو نسل بیوتیت را می‌توان از هم باز شناخت:

- بعضی کوچک و همراه با موسکوویت و کوارتز جهت‌یافتگی خاصی نشان می‌دهند که با شیستوزیته عمومی سنگهای دگرگونی این ناحیه هم‌جهت است (S_2).
- در متن ریز بلور این سنگها، بیوتیتهای دانه‌درشتی وجود دارد که سرشار از آهن است (بیوتیت آهن‌دار).

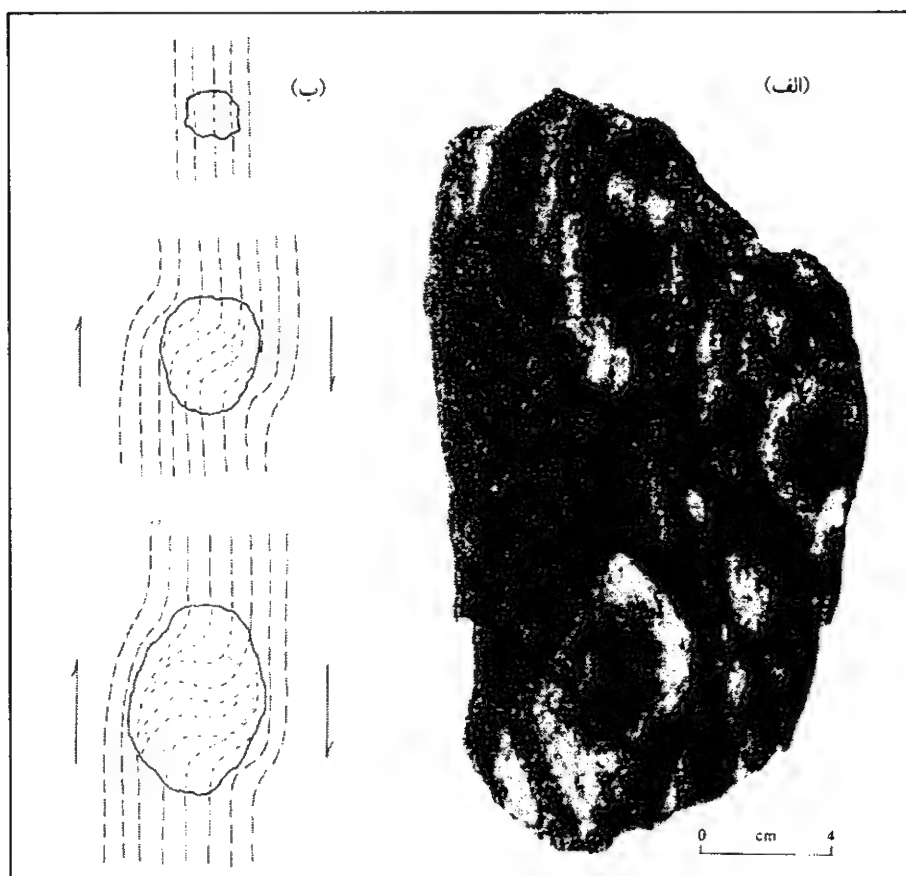
- در این بلورها، انکلوزیونهای دانه‌ریز کوارتز به موازات هم وجود دارند که محتملاً نشان‌دهنده اولیه شیستوزیته اولیه (S_1) این شیست‌هاست که در اولین مرحله دگرگونی به وجود آمده‌اند.

- ضمناً رخ این درشت بلورهای بیوتیت نه با جهت S_1 موازی است و نه با جهت S_2 . بنابراین، این بیوتیتهای آهن‌دار دانه‌درشت در یک دگرگونی گرمایی (احتمالاً بر اثر نفوذ گرانیتهای جنوب مشهد) به وجود آمده‌اند.



شکل ۳-۱۳ ترسیم میکروسکوپی از شیستهای جنوب مشهد که در آن سه مرحله دگرگونی دیده می‌شود.

مثال ۸ شکل ۳-۱۴ الف، سنگ پلیتی دگرگون‌شده‌ای را نشان می‌دهد که در آن پورفایروبلست گرونا در زمینه‌ای دانه‌ریز متشکل از کوارتز + بیوتیت + اولیگوکلاز دیده می‌شود. در اطراف بلور گرونا تجمعی از کانیهای روشن کوارتز و اولیگوکلاز وجود دارد. به‌علاوه، این پورفایروبلست، آرایش حلزونی دارد که حاکی از چرخش آن ضمن رشد بلور است و به آن اصطلاحاً «گلوله برفی» می‌گویند. بنابراین پورفایروبلست گرونا، بعد از حادثه دگرگونی اول رشد کرده است (دگرگونی دوم)، سپس با توجه به آنکه، جهت‌یافتگی انکلوژیون داخلی آن با شیستوزیته نهایی (در اطراف بلور) هم‌جهت نیست، بنابراین تحت دگرشکلی سوم قرار گرفته است. در شکل ب مراحل مختلف به‌صورت ترسیمی نشان داده شده است.



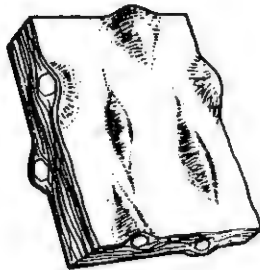
شکل ۳-۱۴ سه دگرگونی در یک کارنت بیوتیت شیست (به متن مراجعه شود).

مثال ۹. در شکل ۳-۶ ب، شیل دگرگون‌شده‌ای را ملاحظه می‌کنیم که در آن لایه‌بندی محفوظ مانده و کانیه‌ای دگرگونی ورقه‌ای مانند میکا و کلریت جهت‌یافتگی موازی با لایه‌بندی اولیه را نشان می‌دهند. چینهای کوچک در متن شکل نشانه دگرگونی دیگری است که باعث ایجاد فولیاسیون مورب نسبت به لایه‌بندی اصلی شده است.

مثال ۱۰. هرگاه مجموعه کانیه‌ای بی‌آب (مانند گرونا و استروتید) که در دماهای بالاتر به‌وجود می‌آیند با مجموعه‌های آبدار (مثلاً کلریت و میکاها) جانشین شوند نشان‌دهنده دگرگونی قهقرایی است.

مثال ۱۱. یکی از واکنشهایی که در آن آب حضور دارد تغییر و تبدیل مجموعه اکلوزیتی (شامل پیروکسن زادنیتی + گرونا آلماندین - پیروپ + روتیل) بی‌آب به مجموعه‌ای از کانیه‌ای آبدار مانند مجموعه گلوکوفان + کلریت + اپیدوت + میکای سفید + اسفن) است (شکل ۷-۳۲)، با نفوذ آب به درون سنگ که گاهی آثار آن به‌صورت رگه‌های متقاطع دیده می‌شود این نوع دگرگونیهای قهقرایی پدید می‌آید.

به‌طور کلی، اگر دو دگرگونی با درجات یکسان در یک ناحیه رخ دهد، در این حالت تشخیص و تفکیک دو مرحله بسیار مشکل است. اگر دگرگونی ثانوی در شرایط فشار مشابه نسبت به دگرگونی اول اتفاق افتد ولی از نظر دما بر آن برتری داشته باشد، آثار دگرگونی اول از بین خواهد رفت.



شکل ۳-۱۵ پورفیرویلاست گرونا، با رشد این بلورها جهت کلیواژ این میکاشیست تغییر کرده است. تقدم و تأخر رشد بلور با کلیواژ چگونه است و چرا؟

با این تعاریف نمی‌توان دو مورد زیر را، دو دگرگونی پنداشت:

الف) اگر بازالتها تحت تأثیر دگرگونی قرار گیرند و مثلاً در رخساره شیست سبز یا آمفیبولیت دگرگون شوند.

ب) یک گرانودیوریت متشکل از پلاژیوکلاز + کوارتز + فلدسپار آلکالن + هورنبلند + بیوتیت وقتی در رخساره شیبست سبز دگرگون شود به مجموعه گنیس واجد آلپیت + اپیدوت + اکتینوت + فلدسپار آلکالن تبدیل شود.

ولی اگر به جای مثال ب، سنگ گنیس فرض شود از رخساره آمفیبولیت به رخساره شیبست سبز تحول می یابد که در این حالت می توان از دگرگونی قهقرایی صحبت کرد. به طور کلی، در دگرگونیهای پیشرونده، واکنشها با خروج تدریجی آب از محیط مشخص می شوند. بنابراین، وجود آب برای برقراری دگرگونیهای پسرونده (قهقرایی) الزامی است. تغییر و تحولات قهقرایی اساساً در مناطق خردشده و گسل خورده با سهولت بیشتری انجام می شود. زیرا امکان گردش آب و تماس آن با کانیها در این نواحی به بهترین وجهی فراهم است. در این قبیل مناطق، ضخامت دگرگونیهای پسرونده کم و از چند متر تجاوز نمی کند. زیرا اگرچه ممکن است تغییرات شرایط فیزیکی در مناطق همجوار این مناطق مشابه آنها باشد، ولی فقدان مواد سیال که در واکنشها الزامی است مانع انجام تحولات قهقرایی می شود. این پدیده در تعیین سن مطلق سنگها نیز به ثبوت رسیده است:

«سرزمینهای قدیمی افریقا بر اثر کوهزایی داهومین^۱ (۲۷۰۰ میلیون سال قبل) دگرگون گردیده و به گرانولیت تبدیل شده اند. سن این سنگها جز در مناطق خردشده و به شدت قطعه قطعه شده همان عددی است که در بالا به آن اشاره گردیده است. ولی دگرگونیهای ناشی از کوهزاییهای بیریمین^۲ (۲۰۰۰ میلیون سال قبل) و پان افریقای پایانی^۳ (۵۵۰ میلیون سال قبل) که سرزمینهای مذکور را تحت تأثیر قرار داد باعث خردشدگی و قطعه قطعه شدن و در نتیجه آغشتگی آنها با آب گردید. در این وقایع کانیهای آبدار متبلور شدند و در انتشار ایزوتوپهای عناصر رادیواکتیو تغییراتی پدید آمد» (ابوان و دیگران، ۱۹۷۴، ص ۲۲۱).

خودآزمایی ۳

۱. کدام دگرگونی ارتباط بیشتری با حرکات صفحات لیتوسفر دارد؟

- | | |
|--------------|---------------|
| الف) مجاورتی | ب) اصابتی |
| ج) ناحیه ای | د) هیدروترمال |

۲. اگر ضخامت یک سیل قائم ۴۰ متر باشد، زمان تقریبی انجام واکنشها در هاله مجاورتی چقدر است؟

الف) ۱۶ سال ب) ۲۰ سال

ج) ۴ سال د) ۸ سال

۳. میلونیت در کدام یک از حالات زیر به وجود می آید؟

الف) سنگهایی مانند شیل که تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گیرد.

ب) سنگهای مانند کوارتزیت که تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گیرد

ج) سنگهای مانند گرانیت که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گیرد.

د) هر نوع سنگی که در امتداد گسلها قرار داشته باشد.

۴. در کدام یک از دگرگونیها نقش سیالات اهمیت بیشتری دارد؟

الف) اصابتی ب) ناحیه‌ای

ج) مجاورتی د) هیدروترمال

۵. در کدام دگرگونی، فشار جهت دار نقش تعیین کننده دارد؟

الف) ناحیه‌ای ب) مجاورتی

ج) انباشتی د) تدفینی

۶. در کدام یک از اقسام دگرگونی، ساخت اولیه نسبتاً محفوظ می ماند؟

الف) مجاورتی ب) ناحیه‌ای

ج) تدفینی د) دینامیکی

۷. کدام یک از حالات زیر معرف پدیده فیتی شدن است؟

الف) گرانیته که بلورهای کوارتز آن حل شده ولی بلورهای فلدسپار آن به حالت پایدار باشد.

ب) کریستالیتی که حاوی فلدسپار باشد ولی کوارتز آن حل شده باشد.

ج) هر سنگ آذرینی که بر اثر متاسوماتیسم حفره دار و متخلخل شود.

د) سینیتی که تمام فلدسپارهای آن از سنگ خارج شده باشد.

۸. کوارتز در کدام pH حل می شود؟

الف) اسیدی ب) خنثی

ج) قلیایی د) در موارد الف و ب

۹. در شکل ۳-۱۲ الف و ب، فولیاسیونهای جدید در چه حالت به وجود آمده اند؟

الف) در هر دو شکل در حالت خمیری

ب) در شکل الف در حالت شککنده و در شکل ب در حالت خمیری

ج) در هر دو شکل به حالت شککنده

د) شکل الف در حالت خمیری و شکل ب در حالت شککنده

۱۰. در شکل ۳-۱۳، جهت رخ بیوتیتهای دانه درشت موجود در شیستهای جنوب مشهد

معرف چیست؟

الف) معرف دگرگونی اولیه‌ای که این منطقه را تحت تأثیر قرار داده است.

ب) معرف دگرگونی نهایی که این منطقه را تحت تأثیر قرار داده است.

ج) معرف شیستوزیته عمومی سنگهای دگرگونی این منطقه است.

د) معرف یک دگرگونی حرارتی در ناحیه مزبور است.

فصل چهارم

مجموعه کانیها (پاراژنز) و نمایش مجموعه‌های پاراژنزی

مقدمه

مخلوطی از اکسیدهای فلزی را با درصد مشخصی انتخاب می‌کنیم به نحوی که ترکیب شیمیایی آن با ترکیب شیمیایی سنگی طبیعی یکسان باشد. سپس آن را به پودر بسیار ظریف و دانه‌ریز تبدیل می‌کنیم و در یک ظرف در بسته و مسدود قرار می‌دهیم. این ظرف را درون اتوکلاو می‌گذاریم و گرما را رفته‌رفته زیاد می‌کنیم. پس از مدت زمانی که ممکن است هفته‌ها یا سالها به طول انجامد در ظرف را باز می‌کنیم و به این ترتیب «سنگی» را که ساخته‌ایم مشاهده کنیم. می‌دانیم که افزایش دما، سرعت واکنشهای درونی را حتی در حالت جامد زیاد می‌کند، ازدیاد فشار نیز همین عمل را انجام می‌دهد. به این ترتیب، اگر ترکیب شیمیایی ثابت باشد به‌ازای تغییرات دما و فشار، واکنشهایی در حالت جامد صورت می‌گیرد و در نتیجه کانیهای متفاوتی به وجود می‌آید و می‌توان ثابت کرد که هر مجموعه کانی در محدوده فشار و دمای کاملاً مشخصی پدیدار می‌شود و به این طریق قلمرو پایداری هر کانی یا مجموعه‌ای از کانیها مشخص می‌شود.

براساس قوانین ترمودینامیک و تعیین حد پایداری مجموعه کانیها می‌توان واکنشهای ممکن در سیستم دگرگونی را به‌ازای تغییرات دما و فشار شناسایی کرد، به شرط آنکه حالت تعادل برقرار باشد و اگر ترکیب شیمیایی ثابت باشد، می‌توان مجموعه کانیها را به کمک نمودارهای مثلثی تعیین کرد.

استفاده از قانون فازها

در حالت تعادل، می‌توان تعداد کانیهای یک سنگ دگرگونی را، به کمک قانون فازها،

تعیین کرد. در فصل اول، بعضی از روابط بافتی را برشمردیم که ممکن است مشخص‌کننده حالت تعادل در محیط‌های دگرگونی باشد. علاوه بر این موارد، لازم است خاطرنشان کنیم که در حالت تعادل اولاً تعداد کانیها در سنگهای دگرگونی محدود است و ثانیاً، هیچ‌گاه کانیهای ناسازگار با هم در یک سنگ دگرگونی دیده نمی‌شود (مثلاً وجود کوارتز با اولیوین منیزیم‌دار یا هماتیت با گرافیت*).

یکی از موارد استفاده از قانون فازها در سنگهای دگرگونی تهیه و تنظیم نمودارهایی است که بتوان با آنها مجموعه کانیهای هر سنگ را به‌ازای شرایط دگرگونی مشخص ساخت. اگر حالت تعادل در محیط دگرگونی برقرار باشد، می‌توان تعداد فازها (کانیها) را از قانون گیبس به‌دست آورد:

$$V = C - P + 2$$

که در آن V تعداد متغیر یا واریانس، C تعداد تشکیل‌دهنده و P تعداد فازهای موجود در تعادل است. در محیط‌های دگرگونی $V = 2$ و عبارت است از فشار و دما، بنابراین فرمول بالا به‌صورت

$$2 = C - P + 2$$

درمی‌آید و از آنجا $C = P$ است. یعنی تعداد کانیها (فازها) با تعداد تشکیل‌دهنده برابر است. بنابراین، با تعیین تعداد تشکیل‌دهنده می‌توان تعداد کانیهای یک سنگ دگرگونی را به‌دست آورد و به این ترتیب از مجموع کانیها (یا پاراژنز کانیها) آگاه شد.

در حالت کلی، اکسیدهای (تشکیل‌دهنده‌های) سازنده یک سنگ دگرگونی عبارت‌اند از:

۱. SiO_2 ؛ ۲. Al_2O_3 ؛ ۳. Fe_2O_3 ؛ ۴. FeO ؛ ۵. CaO ؛ ۶. MgO ؛ ۷. K_2O ؛

۸. Na_2O ؛ ۹. P_2O_5 ؛ ۱۰. TiO_2 ؛ ۱۱. MnO

با توجه به اینکه اکسیدهای ردیف ۹ تا ۱۱ در سنگهای دگرگونی اندک است. می‌توان از آن صرف‌نظر کرد. وانگهی براساس جانشینایی** که از عناصر می‌دانیم غالباً عناصر ردیفهای ۲ و ۳ و عناصر ردیفهای ۴ و ۶ و عناصر ردیفهای ۷ و ۸ به‌جای هم در ساختمان کانیها وارد می‌شوند. بنابراین، می‌توان برای سهولت کار از نمودارهای مثلی

* در بحث مربوط به دگرگونی همیشه فرض بر این است که چون دگرگونی در زمانی بسیار طولانی صورت می‌گیرد، بنابراین شرایط تعادل برقرار است و به‌همین دلیل از قانون فازها و حالت تعادل در دگرگونی بحث می‌کنیم، ولی باید توجه داشت که در برخی موارد این موضوع صحت ندارد و مجموعه کانیهای سنگهای دگرگونی معرف مجموعه کانیهای در حال تعادل نیست که دگرگونیهای قهقراپی یا شکلهای ۱-۶ و ۱-۷ همین کتاب گویای آن است.

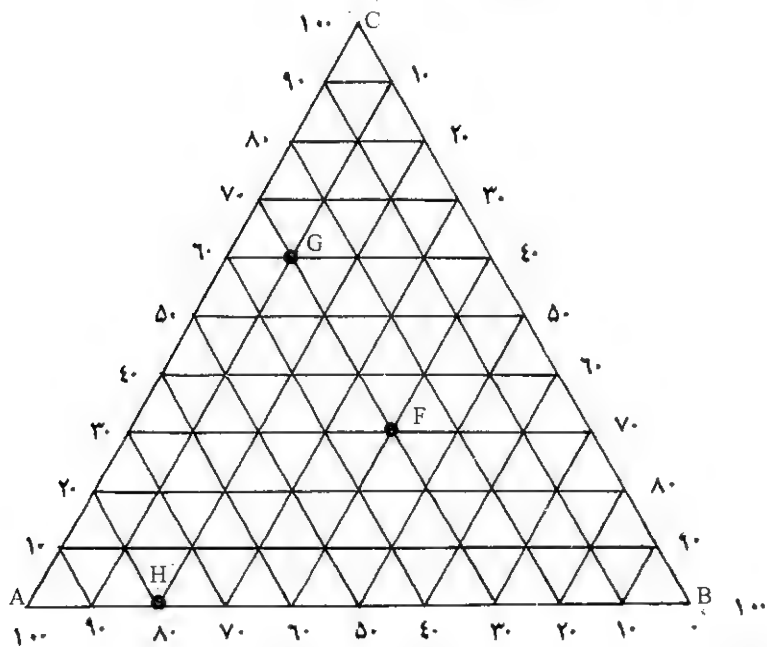
** عناصری که شعاع یونی نزدیک به هم داشته باشند، در شبکه بلورین کانی، جای هم را اشغال می‌کنند.

یعنی سیستمهای سه تایی استفاده کرد.

نمودارهای مثلثی که برای نشان دادن پاراژنهای دگرگونی به کار می روند متنوع اند و ما در اینجا چهار نوع مهم آن را شرح می دهیم و قبل از آن لازم است محل هر ترکیب فرضی را در نمودارهای سه تشکیل دهنده فرضی به دست آوریم:

نحوه استفاده از نمودارهای سه تایی

شکل ۱-۴ روشی را نشان می دهد که با آن می توان محل هر ترکیب دلخواه را به آسانی پیدا کرد. A، B و C گوشه های مثلث متساوی الاضلاع اند و هر یک از آنها ترکیب خالص (۱۰۰ درصد) را نشان می دهد. هر نقطه در داخل مثلث ترکیبی از هر سه تشکیل دهنده مذکور دارد. نقطه G ترکیبی است که در آن ۳۰ درصد از A، ۱۰ درصد از B و ۶۰ درصد از C وجود دارد. نقطه F ترکیب ماده ای است با ۳۰ درصد از A، ۴۰ درصد از B و ۳۰ درصد از C و به همین ترتیب H که روی خط AB قرار دارد معرف ترکیبی است که در آن ۸۰ درصد از A و ۲۰ درصد از B وجود دارد و فاقد C است. به این ترتیب، می توان هر ترکیب دلخواه را در داخل این مثلث به دست آورد.



شکل ۱-۴ روش تعیین هر ترکیب دلخواه در سیستمهای سه تایی که به صورت مثلث متساوی الاضلاع نمایش داده می شود.

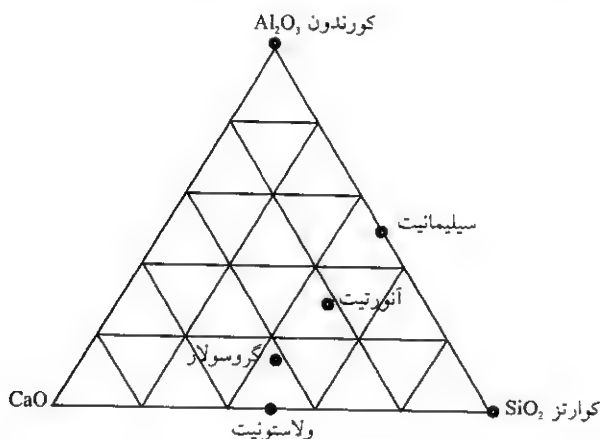
۱. سیستم سه‌تایی $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$

این سیستم را در شکل ۲-۴ به صورت مثلث متساوی‌الاضلاع نشان داده‌ایم. ابتدا، کانی‌هایی را در نظر مجسم می‌کنیم که اکسیدهای سازنده آنها سه یا کمتر از ۳ باشد مانند ولاستونیت (به فرمول SiO_2 و CaO)، گروسولار (به فرمول SiO_2 و Al_2O_3 و CaO)، سیلیمانیت (Al_2O_3 و SiO_2)، کوارتز (SiO_2) و کورندون (Al_2O_3) که از هر یک از این سه اکسید با نسبت‌های مختلف تشکیل شده‌اند. با محاسبه درصد مولکولی هر یک از این اکسیدها (نه درصد وزنی) می‌توان محل آنها را در نمودار مثلثی شکل ۲-۴ به دست آورد.

مثالها ۱. سیلیمانیت از دو اکسید SiO_2 و Al_2O_3 به نسبت مولکولی یک به یک تشکیل یافته و در نتیجه: $\text{SiO}_2 = 50$ ؛ $\text{Al}_2\text{O}_3 = 50$ ؛ $\text{CaO} = 0$. بنابراین محل نمایش آن در نمودار CaO ، Al_2O_3 ، SiO_2 شکل ۲-۴، روی ضلع مثلث و بین Al_2O_3 و SiO_2 است.

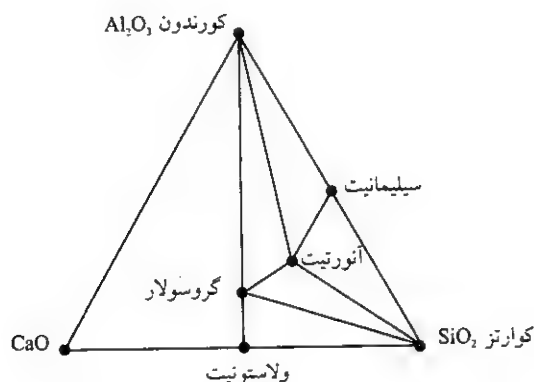
۲. کوارتز: $\text{SiO}_2 = 100$ ؛ $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0$ ؛ $\text{CaO} = 0$ که محل نمایش آن در نمودار گوشه SiO_2 است.

۳. ولاستونیت با فرمول CaO ، SiO_2 : $\text{CaO} = 50$ ؛ $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0$ ؛ $\text{SiO}_2 = 50$.
 ۴. گروسولار با فرمول CaO ، Al_2O_3 ، SiO_2 : $\text{CaO} = 43$ ؛ $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14$ ؛ $\text{SiO}_2 = 43$.
 ۵. آنورتیت با فرمول CaO ، Al_2O_3 ، SiO_2 : $\text{CaO} = 25$ ؛ $\text{Al}_2\text{O}_3 = 25$ ؛ $\text{SiO}_2 = 50$.
- حال تمام این داده‌ها را در نمودار $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ پیاده می‌کنیم و به این ترتیب محل هر کانی در این نمودار به دست می‌آید (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴ محل بعضی از کانی‌ها براساس ترکیب شیمیایی آنها در نمودار سه‌تایی $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$.

همان‌طور که در بالا اشاره شد، تعداد کانیها در این نمودار مثلثی طبق قانون فازها باید مساوی یا کمتر از تعداد تشکیل دهنده‌ها باشد. بنابراین، می‌توان نقاط معرف کانیهای همزیست* را با خطوط اتصال^۱ به هم متصل نمود و به این ترتیب از اتصال خطوط سه کانی همزیست (یعنی کانیهایی که می‌توانند با هم در تعادل باشند) مثلثهای مختلف الاضلاع (شکل ۳-۴) به دست می‌آید: مانند سیلیمانیت - آنورتیت - کورندون و آنورتیت - گروسولار - کوارتز و غیره ... نقاطی که در داخل مثلثهای فرعی قرار می‌گیرند معرف کانیهایی اند که در سه رأس مثلث فرعی می‌توانند با هم در تعادل بوده و با هم همزیست باشند. با توجه به آنچه از خط اتصال می‌دانیم، سه کانی گروسولار، ولاستونیت و کورندون نمی‌توانند با هم وجود داشته باشند. زیرا زیادی Al_2O_3 ، ترکیب نقطه را بین گروسولار - کورندون قرار می‌دهد زیرا همان‌طور که ملاحظه می‌کنیم، یا مجموعه کورندون و گروسولار می‌تواند پایدار باشد یا گروسولار - ولاستونیت. به همین دلیل می‌توان ناهمزیستی سه کانی کورندون - سیلیمانیت - کوارتز را توجیه کرد. در شکل می‌توان به آسانی دریافت که سه کانی سیلیمانیت - آنورتیت - ولاستونیت نمی‌توانند با هم وجود داشته باشند (شکل ۴-۴).

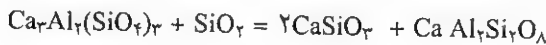


شکل ۳-۴ پاراژنز کانیهای همزیست در سیستم سه‌تایی $CaO - SiO_2 - Al_2O_3$.

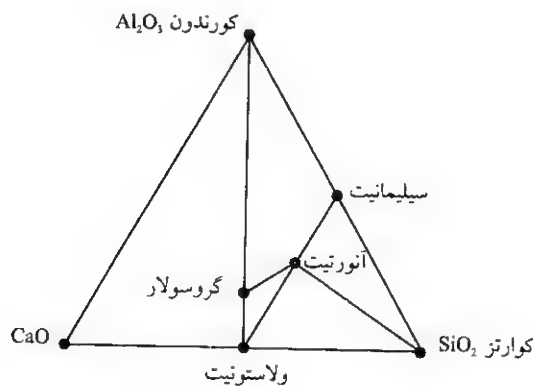
شکل ۳-۴ معرف پاراژنز کانیهایی است که می‌توانند در فشار و دمای معینی پایدار باشند، ولی اگر فشار ثابت باشد و دما افزایش یابد مجموعه گروسولار و کوارتز پایدار

* یا کانیهای coexist، منظور کانیهایی است که می‌توانند با هم وجود داشته باشند.

نخواهد بود و به‌جای آن مجموعه ولاستونیت - آنورتیت پایدار می‌شود یعنی خط اتصال کوارتز - گروسولار از بین می‌رود و خط اتصال جدید آنورتیت - ولاستونیت، اعتبار خواهد داشت. در واقع این تغییر معرف واکنش زیر (شکل ۴-۴) است:

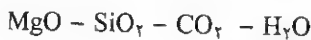


آنورتیت + ۲ ولاستونیت = کوارتز + گروسولار

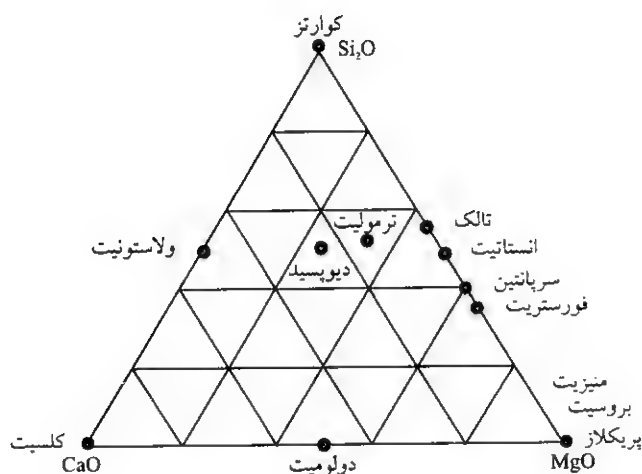


شکل ۴-۴ پاراژنز کانیهای همزیست در سیستم سه‌تایی $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CaO}$ و در دمای کمی بالاتر از شکل ۳-۴، خط اتصال سیلیس گروسولار حذف شده و به‌جای آن خط اتصال آنورتیت - ولاستونیت به‌وجود آمده است.

در اینجا لازم است خاطرنشان کنیم اگر فاز سیال مثلاً CO_2 و آب در ترکیب کانی وجود داشته باشد، سیستم را می‌توان به‌صورت



نشان داد. فازهای جامدی که در این مثلثها محاسبه می‌شوند تنها با در نظر گرفتن نسبتهای مولکولی CaO ، MgO و SiO_2 در فرمول کانیها محاسبه شده (شکل ۴-۵) و به این ترتیب مقدار CO_2 و آب در محاسبه نقشی ندارند. همان‌طور که در شکل ۴-۵ می‌بینیم علاوه بر کانیهای بی‌آب بعضی از کانیهای آبدار مانند بروسیت، پریکلاز، ترمولیت، تالک ... هم نشان داده شده است.



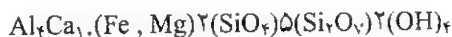
شکل ۴-۵ محل بعضی از کانیهای آبدار یا CO_2 دار در نمودارهای مثلی.

۲. نمودار ACF

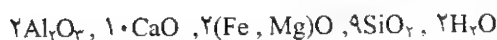
در این نمودار مثلی (شکل ۴-۶)، رأس A، قطب آلومینیم دار و شامل اکسید آلومینیمی است که با عناصر آلکالن ترکیب نشده باشد. به علاوه، چون Fe^{+3} می تواند به آسانی در ساختمان کانیها جانشین آلومینیم شود، بنابراین مجموع $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ مورد توجه قرار می گیرد. رأس دوم یعنی C مقدار CaO و رأس سوم یعنی F به جمع به مقادیر $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$ اختصاص دارد.

الف) در مورد کانیها. برای آنکه محل هر کانی در مثلث ACF معلوم باشد، لازم است عملیات ساده ای انجام شود.

۱. به عنوان مثال، در اینجا ایدوکراز با فرمول پیچیده زیر را مورد توجه قرار می دهیم:



یا به صورت نسبت های مولکولی



در این فرمول Fe_2O_3 و آلکالن وجود ندارد، بنابراین طبق فرمول نسبت های مولکولی عبارت اند از:

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^* = 2$$

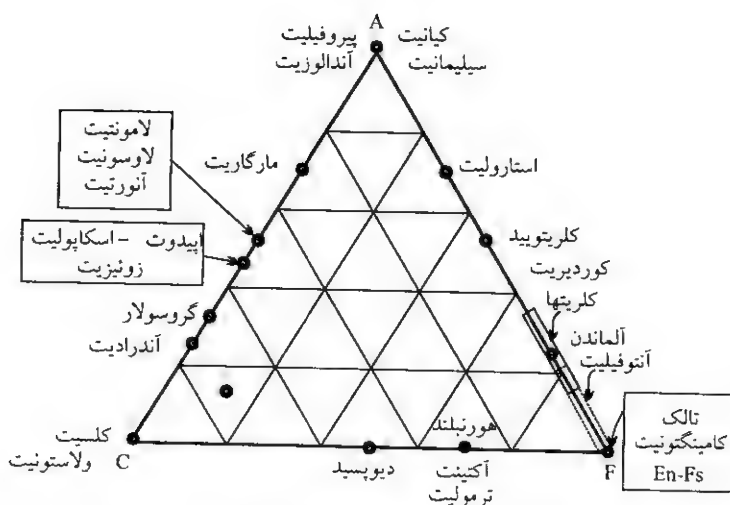
$$C = \text{CaO} = 10$$

$$F = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} = 2$$

$$A + C + F = 2 + 10 + 2 = 14$$

و از آنجا A، C و F بر حسب درصد به صورت زیر به دست می‌آیند:

$$A = 14; C = 72; F = 14$$



شکل ۴-۶ نمایش موقعیت کانیهای دگرگونی در ACF

۲. در کورندون به فرمول Al_2O_3 : $A = 100$ ، $C = 0$ ، $F = 0$ و در آندالوزیت (= سیلیمانیت) به فرمول SiO_2 و Al_2O_3 نسبت هر یک مساوی ۵۰ درصد است.

۳. در هیپرستن به فرمول FeO و MgO و SiO_2 : $A = 0$ ، $C = 0$ ، $F = 100$

۴. در آنورتیت به فرمول 2SiO_2 و Al_2O_3 و CaO : $A = 50$ ، $C = 50$ ، $F = 0$

۵. در گروسولار (فرمول آن را قبلاً دیده‌ایم): $A = 25$ ، $C = 75$ ، $F = 0$

بین رأس C و F (شکل ۴-۶) کلینوپیروکسنهای سری دیوپسید - هذنبزیت قرار می‌گیرد که در آنها: $A = 0$ ، $C = 50$ ، $F = 50$ است. بین رأس A و F هم کوردیریت:

* علت کسر $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ در آن است که طبق قاعده، اکسیدهای آکالن، (مثلاً فلدسپار آکالن) با اکسید آلومینیم در ساختمان کانی وجود نداشته باشد.

$F = 50$ ، $C = 0$ ، $A = 50$ به صورت: $2Al_2O_3$ ، $2(Fe, Mg)O$ ، $5SiO_2$ قرار دارد که نسبتها به صورت: $A = 50$ ، $C = 0$ ، $F = 50$ است.

در این نمودار محل بعضی از کانیها مانند آلایت به فرمول SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O :
 $F = 0$ ، $C = 0$ ، $A = 1 - 1 = 0$ را نمی توان نشان داد. همین موضوع در مورد ارتوز نیز صدق می کند. به علاوه، چون این نمودار مخصوص کانیهای سرشار از سیلیس است، بنابراین اولیون در آن جایی ندارد.

برای مطالعه بیشتر

مقادیر ACF کانیهایی که در حضور کوارتز پایداری از این قرار است (مقادیر سایر کانیها را در صفحات پیش گفته ایم)، بنابراین، این کانیها را می توان در نمودار ACF نمایش داد (شکل ۴-۶):

آنتوفلیت، $F = 100$ ؛

تالک، $F = 100$ ؛

انستاتیت، $F = 100$ ؛ (زیرا نه Al_2O_3 دارد نه CaO)؛

کامینگتونیت، $F = 100$ ؛

دولومیت، $F = 50$ ، $C = 50$ ؛

ترمولیت، $F = 71$ ، $C = 28$ ؛

دیوپسید، $F = 50$ ، $C = 50$ ؛

(آکینوت هم شبیه ترمولیت است)؛

ولاستونیت $C = 100$ ؛

کلسیت، $C = 100$ ؛

زونیزیت، شبیه اپیدوت؛ آنورتیت، $C = 50$ ، $A = 50$ ؛

اپیدوت، $C = 57$ ، $A = 43$ ؛

استارولیت، $F = 50$ ، $A = 50$ ؛

پیروفیلیت $A = 100$ ؛

اسپسارتین، $F = 50$ ، $A = 25$ ؛

کوردیریت، $F = 50$ ، $A = 50$ ؛

کلریتوید، $F = 50$ ، $A = 50$ ؛

آلماندین، $F = 50$ ، $A = 25$ ؛

کلریت، دارای ترکیب متغیر از ۶۵ تا $F = 90$ ، و ۱۰

تا $A = 35$.

ب) در مورد سنگها. همان طور که می دانیم. در سنگها علاوه بر کانیهای اصلی کانیهای فرعی دیگری هم وجود دارند که در تشکیل آنها عناصر اصلی هم به کار رفته اند (مثلاً ایلمنیت، اسفن)، بنابراین باید مقداری از CaO ، Al_2O_3 + Fe_2O_3 و $MgO + FeO + MnO$ که در ترکیب کانیهای فرعی مشارکت دارند از ترکیب اصلی کم شود. بنابراین، به پیشنهاد اسکولا، چنین عمل می کنیم:

۱. سنگ را تجزیه شیمیایی کامل می کنیم.

۲. درصد کانیهای فرعی را به روش آنالیز مودال یا پرتو X به دست می آوریم.

۳. درصد کانیهای فرعی را به طریق زیر از تجزیه شیمیایی کسر می کنیم:

- به میزان ۵۰ درصد وزنی ایلمنیت از مقدار FeO تجزیه شیمیایی،

- به میزان ۷۰ درصد وزن مانیتیت از Fe_2O_3 ،

- به میزان ۳۰ درصد وزن مانیتیت از FeO ،

- به میزان ۳۰ درصد وزن اسفن از CaO ،

- به میزان مساوی وزن هماتیت از Fe_2O_3 .

۴. نسبت‌های مولکولی اکسیدهای مختلف را محاسبه می‌کنیم (در این کار به SiO_2 ،

H_2O ، CO_2 توجهی نداریم). برای تعیین نسبت‌های مولکولی چنین عمل می‌کنیم:

- درصد وزن اکسیدهای مختلف حاصل از تجزیه شیمیایی را بر وزن مولکولی تقسیم

می‌کنیم. مثلاً اگر ۱۵٫۴ درصد Al_2O_3 در تجزیه شیمیایی موجود باشد نسبت مولکولی آن

۰٫۱۵ است. یعنی:

$$\frac{\text{درصد وزن اکسید}}{\text{وزن مولکولی}} = \frac{۱۵٫۴}{۱۰۲} = ۰٫۱۵$$

و پس از محاسبه نسبت مولکولی سایر اکسیدهای دیگر، عملیات زیر انجام می‌شود:

$$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = A$$

$$\text{CaO} - ۳/۳ (\text{P}_2\text{O}_5) = C$$

$$(\text{MgO} + \text{MnO} + \text{FeO}) = F$$

سپس آن را به ۱۰۰ می‌رسانیم و به این ترتیب ترکیب هر سنگ در نمودار ACF به دست می‌آید. در بسیاری از کارها، ترکیب کلی را وارد نمودار می‌کنند و از تصحیحات بالا پرهیز می‌کنند.

تمرین. سه ترکیب زیر را محاسبه و به نمودار ACF منتقل کنید (جدول ۴-۱):

ترکیب S = شیل آلومین دار

ترکیب B = پوسته اقیانوسی

ترکیب C = آهک

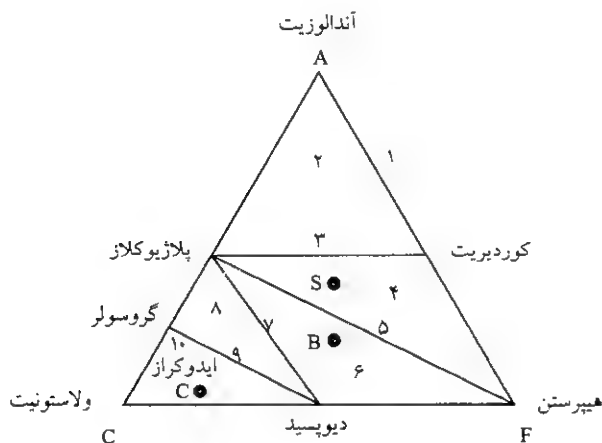
پس از محاسبه و انتقال آنها به نمودار ACF ، ملاحظه می‌شود که نمونه S در قلمرو هورنفلس ۴ و نمونه B در قلمرو هورنفلس ۶ و نمونه C در قلمرو هورنفلس نوع ۱۰ قرار می‌گیرد (شکل ۴-۷).

خاطر نشان می‌کنیم که این روش محاسبه در مورد سنگهایی به کار گرفته می‌شود که فاقد بیوتیت، موسکویت و یا پاراگونیست باشد. ولی چون اغلب سنگهای دگرگونی

این کانیهای را دارند، در کارهای دقیق باید تصحیحات دیگری انجام شود. اگر بیوتیت در سنگ موجود باشد، پیش از محاسبه نسبتهای مولکولی باید در تجزیه شیمیایی تصحیحاتی به عمل آید، زیرا بیوتیت مانند سایر کانیهای پتاسیم دار دیگر نمی تواند در نمودار ACF

جدول ۴-۱ ترکیب شیمیایی سه نوع سنگ متفاوت (S = شیل آلومین دار، B = پوسته اقیانوسی و C = سنگهای آهکی)

اکسیدها	S	B	C
SiO ₂	۵۶٫۱	۴۹٫۹	۵۲٫۲
Al ₂ O ₃	۱۵٫۴	۱۷٫۳	۰٫۸
Fe ₂ O ₃	۴٫۰	۲٫۰	۰٫۳
FeO	۲٫۵	۶٫۹	۰٫۲
MgO	۲٫۴	۷٫۳	۷٫۹
CaO	۳٫۱	۱۱٫۹	۴۲٫۶
Na ₂ O	۱٫۳	۲٫۸	۰٫۱
K ₂ O	۳٫۲	۰٫۲	۰٫۳
TiO ₂	۰٫۷	۱٫۵	۰٫۱
P ₂ O ₅	۰٫۲	۰٫۲	—
CO ₂	۰٫۶	—	۴۱٫۶
H ₂ O	۵٫۵	—	۰٫۸



شکل ۴-۷ به کمک نمودار ACF می توان ده نوع هورنفلس را که ترکیب کانیهای آن با توجه به شماره ها تعیین می شود پیدا کرد (رده بندی گلدشمیت). در این شکل ترکیب متوسط شیلها با حرف S، پوسته اقیانوسی با حرف B و سنگهای آهکی با حرف C (جدول ۴-۱) نشان داده شده است.

نمایانده شود. بنابراین باید اولاً مقدار Al_2O_3 موجود در بیوتیت را همانند Al_2O_3 آلپیت و فلدسپار پتاسیم‌دار از Al_2O_3 تجزیه شیمیایی کم شود و ثانیاً چون بیوتیت کانی آهن و منیزیم‌دار است، بنابراین باید مقدار MgO و FeO را از درصد تجزیه شیمیایی کم کرد. به این نکته باید توجه داشت که در بیوتیت پتاسیم هم وجود دارد، ولی چون تقریباً معادل مولکولی آن Al_2O_3 هم در ترکیب بیوتیت دیده می‌شود از K_2O موجود در بیوتیت صرف‌نظر می‌شود، به شرط آنکه موسکویت یا پاراگونیت در سنگ وجود نداشته باشد.

موسکویت از کانیهای مهم سنگهای دگرگونی است. در تجزیه شیمیایی موسکویت مقدار ناچیزی MgO و FeO وجود دارد که معمولاً از آن صرف‌نظر می‌شود ولی در فرمول موسکویت نسبت Al_2O_3 و K_2O به‌صورت سه به یک وجود دارد. بنابراین حتماً باید مقدار موسکویت معلوم باشد تا به کمک آن بتوانیم وزن درصد K_2O را که در موسکویت موجود است به‌صورت نسبت مولکولی تبدیل کنیم. پس از محاسبه، دو برابر مقدار آن را از A کم می‌کنیم، زیرا قبلاً یک بار معادل مولکولی K_2O از مقدار A کم شده است. عین همین محاسبات را می‌توان در مورد پاراگونیت انجام داد.

با ترتیب بالا، نقطه معرف ترکیب یک سنگ در نمودار ACF مشخص می‌شود. با این ترکیب شیمیایی می‌توان پاراژنز کانیهایی که در شرایط معینی در سنگ به‌وجود می‌آیند پیش‌بینی کرد. البته کانیهای حاصل از یک سنگ معین در شرایط دگرگونی مختلف متفاوت است (شکل ۴-۴) و چنانکه پیشتر هم اشاره شد، کانیهایی را می‌توان در این نمودار نشان داد که در ترکیب آنها A، C و F (به‌علاوه CO_2 و آب) موجود باشند. مسلماً، چون از قبل SiO_2 اضافی را در سنگ فرض کرده‌ایم، در هر پاراژنز حداکثر چهار کانی حضور دارند.

۳. نمودار A'FK

در نمودار ACF نمی‌توان محل موسکویت H_2O و SiO_2 و Al_2O_3 و K_2O ، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، استیلپنوملان را نشان داد بنابراین، برای نمایش این کانیها از نمودار A'FK استفاده می‌شود که در آن نیز اکسیدها به‌صورت نسبت مولکولی محاسبه می‌شوند به‌نحوی که:

$$A' = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$$

$$K = K_2O$$

$$F = (FeO + MgO + MnO)$$

بنابراین در آن محلی برای کانیهای کلسیم‌دار در نظر گرفته نشده است.

مثلاً در موسکویت که فرمول آن در بالا نوشته شده محاسبات چنین است:

$$A' = 3 - 1 = 2, \quad K = 1, \quad F = 0$$

که در صورت تبدیل آنها به درصد، مقادیر زیر به دست می‌آیند

$$A' = 66.6, \quad K = 33.3, \quad F = 0$$

بنابراین نقطه نمایش آن در $\frac{1}{3}$ ضلع $A'K$ است و به همین ترتیب، محل فلدسپار پتاسیم در نمودار $A'FK$ خود نقطه K است (شکل ۴-۸):

$$A' = 0, \quad K = 100, \quad F = 0$$

در بیوتیت به فرمول $2H_2O$ و $Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ و $(Fe, Mg)O$ و $6K_2O$ هم:

$$A' = 0, \quad K = 1, \quad F = 6$$

که برحسب درصد $K = 14.2$ و $F = 85.8$ در می‌آید.

هرگاه یکی از کانیهای کلسیم‌دار نظیر گروسولار، آندرادیت، هورنبلند و غیره در ترکیب سنگ وجود داشته باشند چون نسبت $CaO : Al_2O_3$ در این کانیها با مقدار نسبی آنها در آنورتیت متفاوت است، بنابراین تصحیح زیر باید انجام شود:

- درصد وزنی این کانیها تعیین شود، درصد وزنی CaO و در نتیجه نسبت مولکولی آنها به دست آید.

خاطر نشان می‌کنیم که کانیهایی که فقط از اکسیدهای سازنده A و F تشکیل شده باشند، در نمودار $A'FK$ هم در همان محل نمودار ACF قرار می‌گیرد.

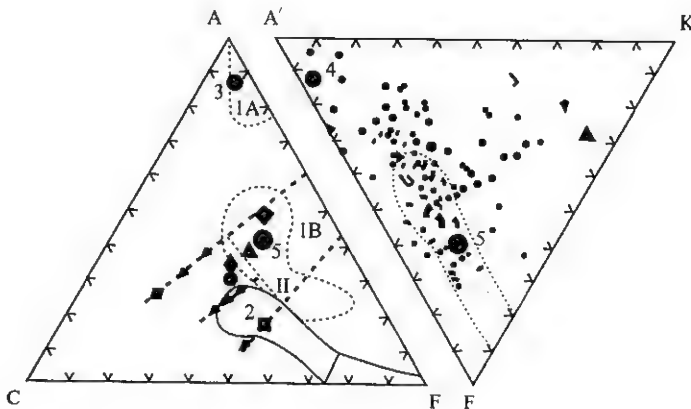
برای مطالعه بیشتر

نحوه استفاده از نمودارهای ACF و $A'FK$

نمودارهای ACF و $A'FK$ در مورد بسیاری از شرایط دگرگونی بر مبنای شواهد سنگ‌شناسی ترسیم شده‌اند و نشان‌دهنده پاراژنهایی‌اند که ممکن است در شرایط مخصوص، در سنگهایی با ترکیب شیمیایی مختلف به وجود آید. باید خاطرنشان کرد که این نمودارها هیچ‌گونه اطلاعی درباره کانیهای فرعی نظیر مانیتیت، همازیت، آپاتیت، ایلمینیت، اسفن و روتیل به دست نمی‌دهند و باید توجه داشت که علاوه بر پاراژنهایی که در نمودار از آنها نام برده شد، کانیهای دیگری نیز ممکن است در سنگ وجود داشته باشد. در این نمودار کانیهای سدیم‌دار نظیر آلینیت نشان داده نمی‌شوند، در حالی که آلینیت چه به صورت کانی مستقل و چه به صورت مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز در بسیاری از سنگها وجود دارد. به علاوه، سنگهای فاقد Na_2O بسیار نادرند.

در سنگهای Na_2O دار، اگر آنورتیت وجود نداشته باشد، آلیت به‌طور مستقل تشکیل می‌شود. ولی با حضور آنورتیت، آلیت به‌صورت محلول جامد در ساختمان پلاژیوکلاز شرکت می‌کند. ولی در دگرگونی دمای پایین، آنورتیت موجود در پلاژیوکلاز به زونیزیت تبدیل می‌شود، درحالی که آلیت به شکل کانی مستقل باقی می‌ماند. به این ترتیب، در درجات دگرگونی ضعیف آلیت وجود دارد. اگر آنورتیت یا پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت در نمودار ACF نیامده باشند، مفهوم آن این است که آلیت به‌صورت کانی مستقل در سنگهای سدیم‌دار وجود دارد. به‌علاوه، در بعضی از سنگهای دگرگونی درجه شدید نیز آلیت حضور دارد و این در صورتی است که مقدار Ca و Al برای ساختن پلاژیوکلاز کافی نباشد.

در شکل ۴-۸ نقطه نمایش بعضی از سنگهای آذرین و رسوبات عادی در نمودارهای ACF و $A'FK$ بدون تصحیحات لازم نشان داده شده است، زیرا دانستن محل ترکیب سنگهای اولیه اهمیت خاص دارد و به کمک آن در نمودارهای ACF و $A'FK$ می‌توانیم نوع پاراژنهای که از ترکیب مغروض در شرایط دگرگونی معین به‌وجود می‌آید معلوم کنیم و این خود درک فرایندهای دگرگونی و تغییر و تبدیل کانیها را آسان می‌سازد. زیرا اگر ترکیب در مثلثهای فرعی دیگری قرار گیرد، ترکیب متفاوتی از کانیها حضور خواهد داشت. در بسیاری از موارد، از نمودار ACF استفاده می‌شود. و برای پرهیز از نتیجه‌گیریهای غلط از نمودار $A'FK$ نیز استفاده می‌شود. دو مثال زیر اهمیت این موضوع را آشکار می‌کند.



شکل ۴-۸ نمایش اقسام مختلف سنگها در نمودارهای ACF و $A'FK$.

۱A) شیلها و رسها سرشار از آلومینیوم،

۱B) رسها و شیلهای بدون کربنات یا انواعی که حداکثر ۳۵ درصد کربنات دارند.

II) گری‌واکها:

▲ گرانیت‌های کالکو آلکان،

▼ گرانیت‌های آلکان

۳ ● قلمرو گری‌واکها و رسها،

۴ ● رسهای قاره‌ای و انواع مناطق حاره،

۵ ● رسهای دیگر

۱. سنگهای اولترابازیک،

۲. بازالتها و آندزیتها،

■ سنگهای بازالتی،

◆ تونالیت،

◆ گرانودیوریت،

مثال ۱. یک شیل سرشار از آلومینیوم که در نمودار ACF در قلمرو ۱A قرار داشته باشد (شکل ۴-۸)، در شرایط دگرگونی مجاورتی و در اعماق متوسط پاراژنز زیر را نشان می‌دهد:
آندالوزیت + مقداری کوردیریت + مقداری پلاژیوکلاز + کوارتز
(باشماره ۲ شکل ۴-۹ مقایسه شود).

ترکیب کانی‌شناسی فوق به شرطی در هورنفلس مزبور یافت می‌شود که شیل مورد بحث، در ترکیب خود پتاسیم نداشته باشد. حال با استفاده از نمودار $A'FK$ ملاحظه می‌کنیم که این ترکیب به صورت نقطه‌ای در ضلع $A'F$ واقع است. در این حالت، این هورنفلس باید دارای موسکوویت + آندالوزیت، مقداری کوردیریت + مقداری پلاژیوکلاز + کوارتز (و مقدار موسکوویت معادل آندالوزیت) باشد.

مثال ۲. دگرگونی آرکوز - آرکوز از فرسایش ارتفاعات گرانبی حاصل می‌شود و در واقع ترکیبی مشابه گرانبی دارد. حال اگر این آرکوز در مجاورت توده ماگمای گرانبی قرار گیرد، با توجه به نقطه نمایش ترکیب آن (که تقریباً در وسط مثلث ACF جای می‌گیرد) پاراژنز زیر برای آن پیش‌بینی می‌شود:

کوردیریت + پلاژیوکلاز + مقداری آنتوفیلیت + کوارتز

ولی آرکوزهای دگرگون شده در هاله‌های مجاورتی یعنی در طبیعت با پاراژنز مزبور تطبیق نمی‌کنند، اما اگر آن را به نمودار $A'FK$ منتقل کنیم، متوجه می‌شویم که ترکیب آن در داخل مثلث موسکوویت - فلدسپار پتاسیم‌دار و بیوتیت و دور از موسکوویت ولی نزدیک فلدسپار پتاسیم قرار می‌گیرد. بنابراین، پاراژنز زیر از آن تولید خواهد شد:

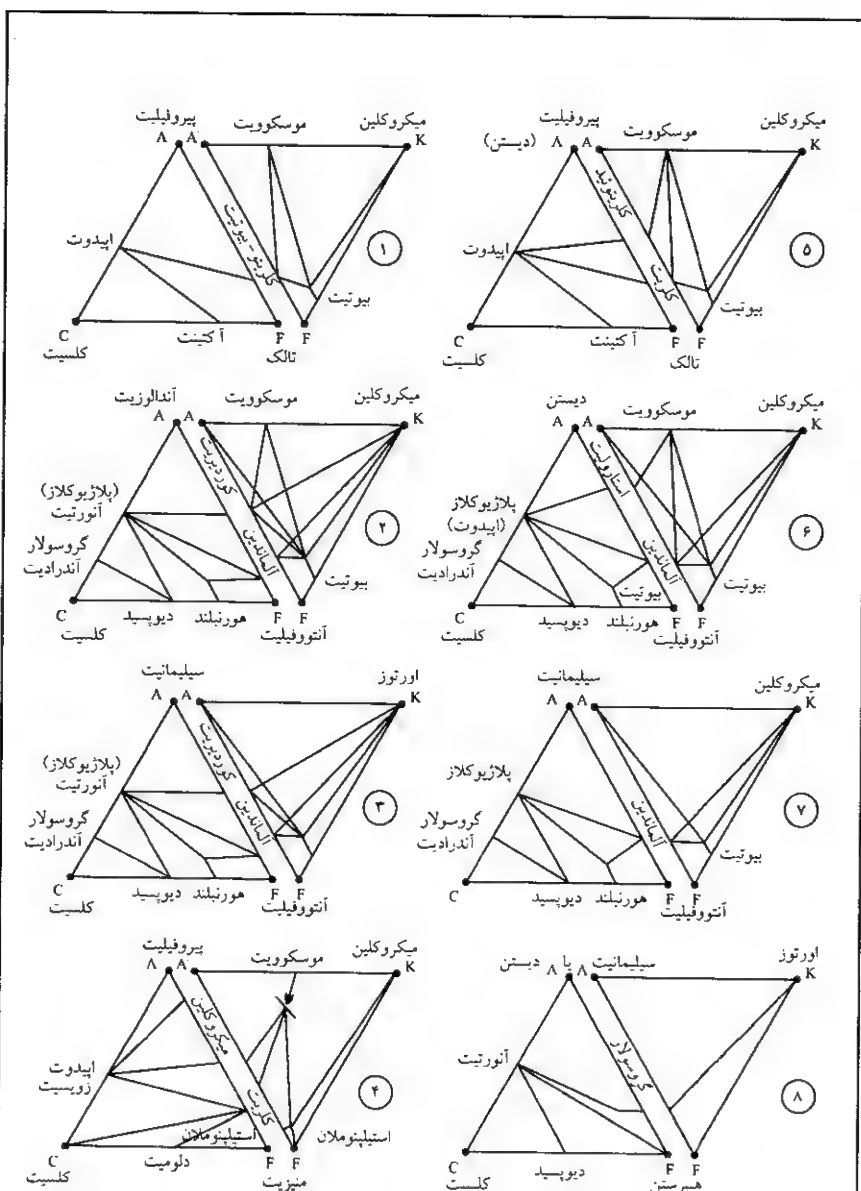
فلدسپار پتاسیم‌دار + مقداری بیوتیت + مقدار خیلی کم موسکوویت + پلاژیوکلاز + کوارتز

با این مثالها اهمیت استفاده توأم دو نمودار ACF و $A'FK$ برای درک بهتر پاراژنهای دگرگونی مشخص می‌شود.

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، اگر ترکیب شیمیایی ثابت باشد، پاراژنهای موجود در نمودارها (شکل ۴-۹) مربوط به شرایط خاصی از دگرگونی است و باید در استفاده از آنها دقت کافی داشت.

سریهای شستی ممکن است ترکیب شیمیایی ثابتی داشته باشند، ولی حالت ظاهری و ترکیب کانی‌شناسی آنها برحسب آنکه در چه شرایط دگرگونی قرار داشته باشند متفاوت‌اند. مسلماً هرچه سنگها در عمق بیشتری قرار گیرند، تغییرات بیشتری متحمل می‌شوند و در نتیجه شدت دگرگونی زیادتری ظاهر می‌شود. به این ترتیب با مجموعه کانیهای متفاوتی سرو کار خواهیم داشت.

• توضیح اضافی زیر لازم است داده شود. اولاً، چنانکه قبلاً اشاره شد، استفاده از نمودارهای ACF و $A'FK$ منوط به ترکیباتی است که با ازدیاد سیلیس مشخص باشد. ثانیاً محل این ترکیب به رأس A نزدیک است، به همین دلیل کلمه مقداری کوردیریت و مقداری پلاژیوکلاز گفته شده است. مسلماً در تمام آنها به صورت فاز اضافی حضور دارد.



شکل ۹-۴ نمودار ۱ و ۲ و ۳ مربوط به سری رخساره‌های آندالوزیت - سیلیمانیت دار
 و نمودارهای ۴ و ۵ و ۶ و ۷ مربوط به سری رخساره دیستن - سیلیمانیت دار است. در
 نمودار ۸ رخساره گرانولیت دیده می‌شود که خود برحسب شرایط شامل دو سری است
 در یکی سیلیمانیت و در دیگری دیستن حضور دارد. توضیح آنکه این نمودارها در
 مورد سنگهای سرشار از سیلیس صادق است.

استفاده از نمودار ACF در اقسام هورنفلسها

به عقیده گلداشمیت، فرآورده‌های دگرگونی به ترکیب شیمیایی ماده‌ای که تحت تأثیر دگرگونی قرار می‌گیرد بستگی دارد. او با مطالعه هاله‌های دگرگونی در مجاورت توده‌های سینیتی نزدیک اسلو و به کمک کانیهای همزیست ده نوع هورنفلس از قرار زیر مشخص کرد (شکل ۴-۷):

۱. هورنفلس آندالوزیت و کوردیریت دار؛
۲. هورنفلس آندالوزیت، کوردیریت و پلاژیوکلاز دار؛
۳. هورنفلس کوردیریت و پلاژیوکلاز؛
۴. هورنفلس کوردیریت، پلاژیوکلاز و هیپرستن دار؛
۵. هورنفلس پلاژیوکلاز و هیپرستن دار؛
۶. هورنفلس پلاژیوکلاز، هیپرستن و دیوپسید دار؛
۷. هورنفلس پلاژیوکلاز، دیوپسید دار؛
۸. هورنفلس پلاژیوکلاز، دیوپسید و گروسولار دار؛
۹. هورنفلس دیوپسید، گروسولار؛
۱۰. هورنفلس دیوپسید، گروسولار و ولاستونیت دار.

علاوه بر این، او ثابت کرد در سنگهای سرشار از آلومین و در عین حال فقیر از سیلیس، مجموعه‌های ۱ و ۲ به ترتیب به مجموعه‌های هورنفلس کورندون و اسپینل دار* و هورنفلس کورندون - اسپینل و پلاژیوکلازدار تبدیل می‌شوند.

گلداشمیت با این توضیحات نشان داد که با شناخت ترکیب کانیهای هورنفلس می‌توان به ترکیب شیمیایی سنگ اصلی پی برد و از آن نتیجه گرفت که هورنفلس مانند یک سیستم و کانیهای موجود در آن مانند فازهای این سیستم‌اند.

اسکولا نشان داد که در سنگهای سرشار از سیلیس، فقط کانیهای سیلیس دار (اشباع از سیلیس) به وجود می‌آیند و در نتیجه مقدار اضافی سیلیس، در پاراژنز کانیها به هیچ وجه تأثیر ندارد. بنابراین به جای ترسیم سیستمهای چهارتایی (به صورت چهاروجهی) می‌توان از نمودار سه تایی استفاده کرد و سیلیس را به صورت یک فاز اضافی در نظر گرفت.

اسکولا توانست با استفاده از نمودار سه تایی ACF (شکل ۴-۷)، کلیه ترکیبات ممکن کانی‌شناسی را در نمودار نشان دهد و به نظر وی شماره‌های ده گانه مبین ترکیب

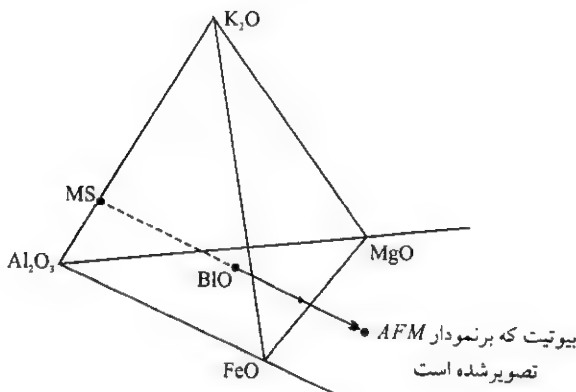
* باید توجه داشت که اگر سیلیس زیاد باشد، به جای کورندون و اسپینل به ترتیب آندالوزیت (اضافی) و بیوتیت به وجود می‌آید.

کانی‌شناسی انواع هورنفلسهایی است که گلداشمیت عملاً در دگرگونی مجاورتی مشاهده کرد. به این ترتیب، یک بار دیگر اهمیت قانون فازها در ارزیابی پاراژنهای کانی‌شناسی و به کمک نمودار ACF آشکار می‌شود.

۴. نمودار AFM

این نمودار در نمایش مجموعه کانیهای سنگهای دگرگونی مشتق از رسوبات پلیتی، شیلها و ماسه‌های شیلی بسیار مفید است و به علت فراوانی این قبیل رسوبات در طبیعت، اهمیت آن در مطالعه سنگهای دگرگونی دو چندان است.

در این نمودار ۷ تشکیل‌دهنده در نظر گرفته می‌شود که عبارت‌اند از: Al_2O_3 ، H_2O ، SiO_2 و K_2O ، MgO ، FeO ، Fe_2O_3 ولی می‌دانیم که در سنگهای پلیتی معمولاً مقداری کوارتز و موسکوویت وجود دارد و مقدار کوارتز بیش از حد نیاز برای تشکیل دیگر کانیهای سیلیکاتی است. بنابراین در نمودار AFM، همیشه در مجموعه کانیهای حاضر باید کوارتز و موسکوویت را به صورت یک فاز (کانی) اضافی در نظر گرفت. وانگهی اکسیدهایی مانند TiO_2 ، P_2O_5 و Fe_2O_3 که در تجزیه شیمیایی وجود دارند، باید به صورت کانیهای اضافی مورد توجه گیرند. چنانکه TiO_2 به صورت ایلمنیت (FeO ، TiO_2)؛ P_2O_5 به صورت آپاتیت و Fe_2O_3 به صورت مانیتیت در نظر گرفته می‌شوند. بنابراین، سیستم به صورت چهار تشکیل‌دهنده MgO ، FeO ، Al_2O_3 و K_2O و به شکل چهاروجهی درمی‌آید (شکل ۴-۱۰). کانیهایی که فاقد K_2O باشند، در سطح قاعده



شکل ۴-۱۰ چهاروجهی $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ و محل موسکوویت (MS) و تصویر بیوتیت در خارج آن. توجه داشته باشید که محل واقعی بیوتیت (BIO) در داخل چهاروجهی است.

شکل مزبور (یعنی در صفحه $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$) قرار می گیرند، مانند کلریت، کلریتوید، پیروفیلیت و سیلیکات آلومینیم گروه آندالوزیت و ... کانیهای پتاسیم دار در داخل چهاروجهی؛ موسکویت و فلدسپار پتاسیم دار روی ضلع $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ قرار می گیرند. برای سهولت کار، ترکیباتی را که در داخل چهاروجهی قرار می گیرند با روشی خاص در سطح قاعده تصویر می کنیم و به این ترتیب نمودار مثلثی تامپسون^۱ به دست می آید (شکل ۴-۱۰).

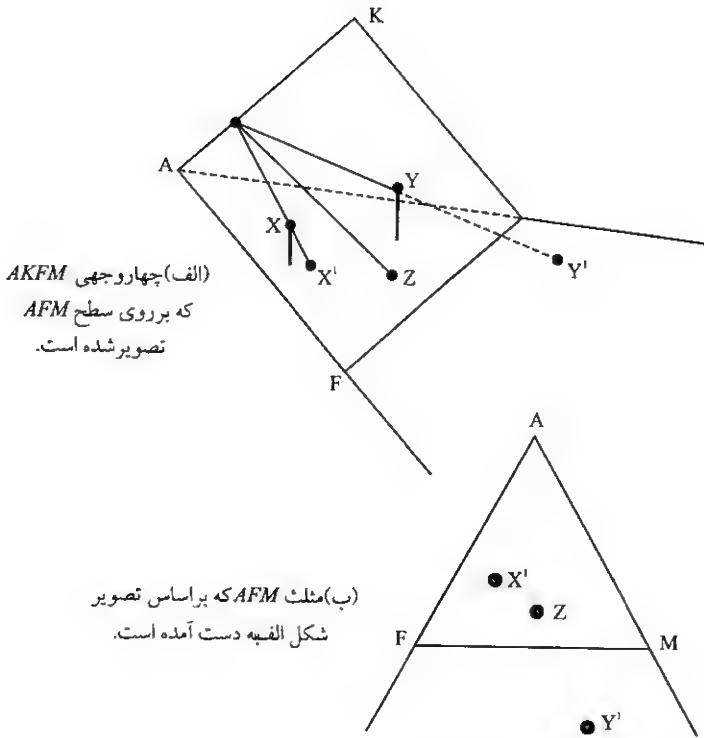
در این نمودار، A تشکیل دهنده Al_2O_3 ؛ F معرف FeO و M نیز معرف MgO است. اگر تجزیه شیمیایی کانی یا سنگ را در دست داشته باشیم، مطابق تمرین ۱ که به عنوان طرز کار عرضه شده است، اعداد حاصل از تجزیه شیمیایی یعنی ستون A را به وزن مولکولی هر یک از اکسیدها یعنی B تقسیم می کنیم و در نتیجه نسبت مولکولی یعنی ستون C به دست می آید. فرض می کنیم سه ترکیب X، Y و Z در اختیار داریم و آنها را در داخل چهاروجهی (شکل ۴-۱۱) قرار داده ایم. با توجه به نزدیکی و دوری هر نقطه می توان گفت که X از Al_2O_3 نسبتاً غنی است، Y فقیر از Al_2O_3 ولی سرشار از K_2O است و در Z نیز K_2O وجود ندارد. بنابراین X و Y در داخل چهاروجهی و Z در سطح قاعده قرار می گیرد. حال از محل ترکیب موسکویت خالص (به فرمول $2\text{H}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - 3\text{Al}_2\text{O}_3$ و 6SiO_2) که محل آن روی ضلع AK، ولی نزدیک به A است (فاصله $1/3$ از A به K) خطوطی به ترکیبات X و Y ترسیم می کنیم تا قاعده چهاروجهی یعنی سطح AFM را قطع کند، نقاط X' و Y' به دست می آید که محل آنها را در شکل ۴-۱۱ ب نمودار مثلثی ملاحظه می کنیم. این همان نمودار مثلثی AFM تامپسون است که بعضی از ترکیبات (در اینجا Y') خارج از محدوده قرار می گیرند.

پس از محاسبه نسبتهای مولکولی باید تصحیحات زیر انجام شود:

الف) چون قسمتی از FeO در ترکیب ایلمنیت (FeO و TiO_2) و مانیتیت (Fe_2O_3) و FeO وارد شده است، بنابراین باید محاسبه F به صورت زیر باشد.

$$F = [\text{FeO}] - [\text{TiO}_2] - [\text{Fe}_2\text{O}_3] *$$

ب) همانطور که در بالا ذکر شد، چون در فرمول موسکویت مقداری K_2O وجود دارد، برای آنکه موسکویت یا ترکیبات پتاسیم را بتوان در مثلث AFM تصویر کنیم باید در محاسبه A، سه برابر نسبت مولکولی از $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ کسر کنیم یعنی:



شکل ۴-۱۱ چهاروجهی $AKFM$ و نحوه تبدیل به آن به نمودار مثلثی AFM

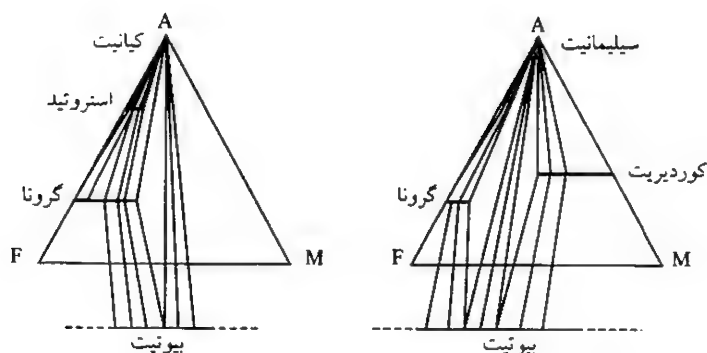
$$A = [Al_2O_3] - 3[K_2O]$$

(ج) مقدار نسبت مولکولی MgO را تغییر نمی‌دهیم:

$$M = [MgO]$$

پس از این تصحیح، سه مقدار A و F و M را با هم جمع می‌کنیم و نسبت آنها را در ۱۰۰ به دست می‌آوریم. خاطرنشان می‌کنیم گاهی مقدار $[MnO]$ را با $[FeO]$ جمع می‌کنند، مخصوصاً اگر مقدار آن زیاد باشد؛ زیرا فرض بر این است که قسمتی از MnO به جای آهن دوظرفیتی در ساختمان سیلیکات وارد شده است.

هرگاه فرمول بیوتیت را محاسبه کنیم، در مورد مقدار A به عدد منفی می‌رسیم. بنابراین در داخل مثلث متساوی‌الاضلاع AFM قرار نمی‌گیرد، ولی با امتداد دادن اضلاع AF و AM (شکل ۴-۱۱)، محل آن همانند Y' در خارج قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱۲). برای محاسبه اعداد منفی در حاصل جمع $A+F+M$ مقدار قدرمطلق عدد را محاسبه می‌کنیم.



شکل ۴-۱۲ نمودارهای AFM برای مجموعه کانیهای بیوتیت + دیستن + استروئید (زون دیستن) و مجموعه سیلیمانیت + گرونا + بیوتیت (زون سیلیمانیت). در هر دو شکل بیوتیت در خارج از مثلث است. خطوط فشرده معرف ترکیبات متفاوت کانیها بر اثر جانشینهای Mg و Fe است.

باید توجه داشت که فقط سنگهایی را که حاوی موسکویت و کوارتز باشند روی نمودار AFM ترسیم می‌کند. بنابراین اولاً حضور یک سیال آبدار در سیستم دگرگونی الزامی است و ثانیاً کانیهای اخیر بیشتر در سنگهای پلیتی دیده می‌شود. به همین دلیل است که نمودار AFM در دگرگونی سنگهای پلیتی کاربرد وسیعی پیدا کرده است.

تمرین ۱. براساس تجزیه شیمیایی زیر، مقادیر A و F و M را محاسبه و محل آن را در نمودار AFM تعیین کنید.

اکسیدها	A = تجزیه شیمیایی	B = وزن مولکولی	C = نسبت مولکولی
SiO ₂	۵۳٫۰	۶۰٫۰۷	۰٫۸۸۲۳
TiO ₂	۰٫۹	۷۹٫۸۹	۰٫۰۱۱۳
Al ₂ O ₃	۲۲٫۱	۱۰۱٫۸۲	۰٫۲۱۷۰
Fe ₂ O ₃	۲٫۱	۱۵۹٫۶۸	۰٫۰۱۳۲
FeO	۱٫۸	۷۱٫۸۴	۰٫۰۲۵۱
CaO	۰٫۵	۵۶٫۰۷	۰٫۰۰۸۹
MnO	۰٫۰۱	۷۰٫۹۳	۰٫۰۰۰۱
MgO	۱٫۷	۴۰٫۳۱	۰٫۰۴۲۲
Na ₂ O	۰٫۶	۶۱٫۹۷	۰٫۰۰۹۷
K ₂ O	۰٫۳	۹۴٫۲۰	۰٫۰۰۶۶
P ₂ O ₅	۰٫۳	۱۴۱٫۹۲	۰٫۰۰۲۱
H ₂ O	۵٫۱	۱۸٫۰۱	۰٫۲۸۳۲
C	۵٫۳	۱۲٫۰۱	۰٫۴۴۱۳

محاسبات: با توجه به فرمول صفحات پیش:

$$F = 0.251 - 0.113 - 0.132 = 0.006$$

$$A = 0.2170 - 3 \times 0.699 = 0.073$$

$$M = 0.422$$

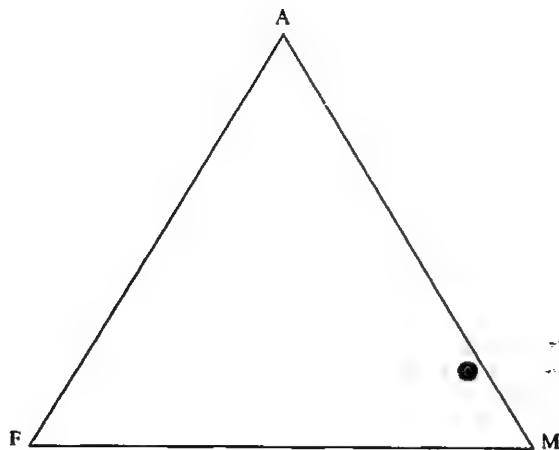
$$A + F + M = 0.591$$

$$F = \frac{0.006 \times 100}{0.591} = 1 \text{ مقدار درصد}$$

$$A = \frac{0.073 \times 100}{0.591} = 12.7 \text{ مقدار درصد}$$

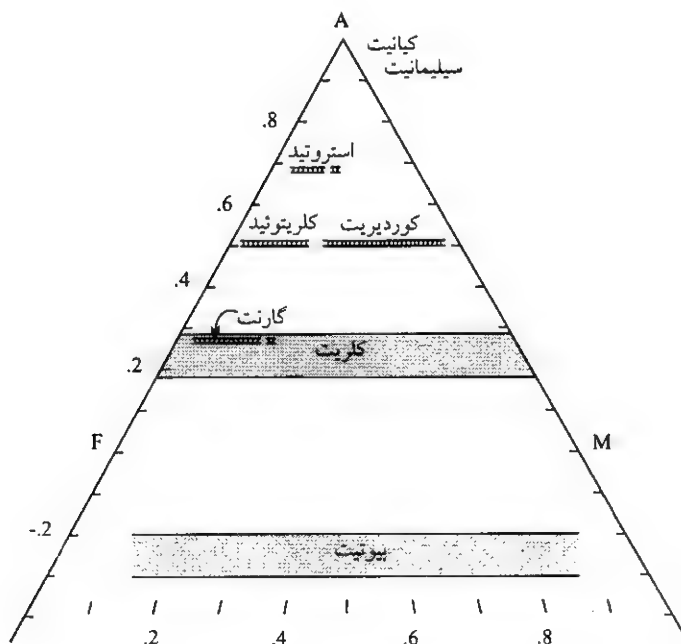
$$M = \frac{0.422 \times 100}{0.591} = 86.3 \text{ مقدار درصد}$$

و محل آن در نمودار AFM مطابق شکل ۴-۱۳ است.



شکل ۴-۱۳

مجموعه کانیها (پاراژنز) و نمایش ... ۱۰۵



شکل ۴-۱۴ نمودار AFM و محل بعضی از کانیهای دگرگونی که در سنگهای پلیتی به وجود می آیند.

تمرین ۲. مطلوبست محاسبه مقادیر A و C و F در ترکیب شیمیایی سنگ زیر و تعیین محل آن در نمودار ACF.

اکسیدها	A = درصد تجزیه شیمیایی	B = وزن مولکولی	C = نسبت مولکولی
SiO ₂	۴۸٫۶۲	۶۰٫۰۷	۰٫۸۰۹۴
TiO ₂	۱٫۸۴	۷۹٫۸۹	۰٫۰۲۳۰
Al ₂ O ₃	۹٫۷۱	۱۰۱٫۸۲	۰٫۰۹۵۴
Fe ₂ O ₃	۵٫۴۰	۱۵۹٫۶۸	۰٫۰۳۳۸
FeO	۴٫۴۵	۷۱٫۸۴	۰٫۰۶۱۹
MnO	۰٫۱۶	۷۰٫۹۳	۰٫۰۰۲۳
CaO	۹٫۸۹	۵۶٫۰۷	۰٫۱۷۶۴
MgO	۷٫۶۹	۴۰٫۳۱	۰٫۱۹۰۸
Na ₂ O	۳٫۹۴	۶۱٫۹۷	۰٫۰۶۳۶
K ₂ O	۰٫۳۱	۹۴٫۲۰	۰٫۰۰۳۳
H ₂ O (کل)	۶٫۸۰	۱۸٫۱۰	۰٫۳۷۷۶
P ₂ O ₅	۰٫۱۸	۱۴۱٫۹۲	۰٫۰۰۱۳
CO ₂	۰٫۸۶	۴۴٫۰۰	۰٫۰۱۹۵

جمع ۹۹٫۸۵

$$A = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - [Na_2O] - [K_2O]$$

$$= ۰.۰۹۵۴ + ۰.۰۳۳۸ - ۰.۰۶۳۶ - ۰.۰۰۳۳ = ۰.۰۶۲۳$$

$$C = [CaO] - [P_2O_5] = ۰.۱۷۶۴ - ۰.۰۰۱۳ = ۰.۱۷۵۱$$

$$F = [MgO] + [FeO] + [MnO] = ۰.۱۹۰۸ + ۰.۰۶۱۹ + ۰.۰۰۲۳ = ۰.۲۵۵۰$$

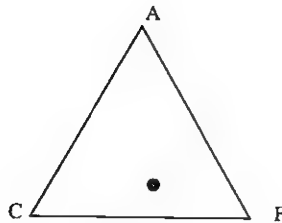
$$A + C + F = ۰.۴۹۲۴$$

$$A = ۱۲.۷ \text{ درصد}$$

$$C = ۳۵.۲ \text{ درصد}$$

$$F = ۵۲.۱ \text{ درصد}$$

که محل آن در شکل ۴-۱۵ نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۵

خودآزمایی ۴

۱. چرا برای پارائز سنگهای دگرگونی نمی‌توان تنها از نمودار ACF استفاده کرد؟
۲. به چه دلیل سه کانی کورندون - سیلیمانیت - کوارتز با هم ناهمزیست‌اند (از شکل ۳-۴ هم می‌توانید استفاده کنید).
۳. نمودار AFM در چه سنگهایی کاربرد وسیعی دارد و چرا؟
۴. براساس شکل ۴-۵ در بین کانیهای زیر کدام یک منیزیم بیشتری دارد؟

الف) دیوپسید	ب) ترمولیت
ج) تالک	د) انستاتیت
۵. کدام یک از موارد زیر با استفاده از نمودارهای مثلثی ACF مشخص می‌شود (از شکل ۴-۹ کمک بگیرید)؟

الف) ترکیب شیمیایی	ب) ترکیب کانی‌شناسی
ج) نوع دگرگونی	د) سری دگرگونی

۶. در شکل ۴-۷ نقطه ۵ معرف کدام یک از پاراژنهای زیر است؟

الف) پلاژیوکلاز - دیوپسید ب) پلاژیوکلاز - هیپرستن - کوردیریت

ج) پلاژیوکلاز - هیپرستن د) پلاژیوکلاز - هیپرستن - دیوپسید

۷. کانیهای همزیست یعنی چه؟ از نظر ترمودینامیک چه مفهومی دارند؟

۸. نظر گلداشمیت در شناخت کانیهای هورنفلس از چه ویژگیهای برخوردار است؟

۹. در نمودار $A'FK$ حرف A' شامل کدام گروه اکسید است؟

الف) Al_2O_3

ب) $Al_2O_3 + Fe_2O_3$

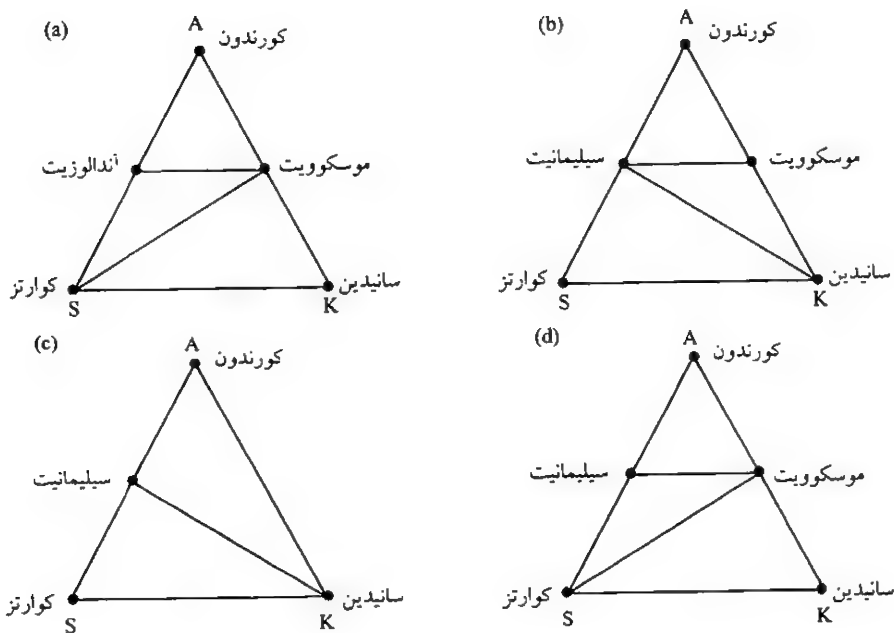
ج) $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$

د) $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$

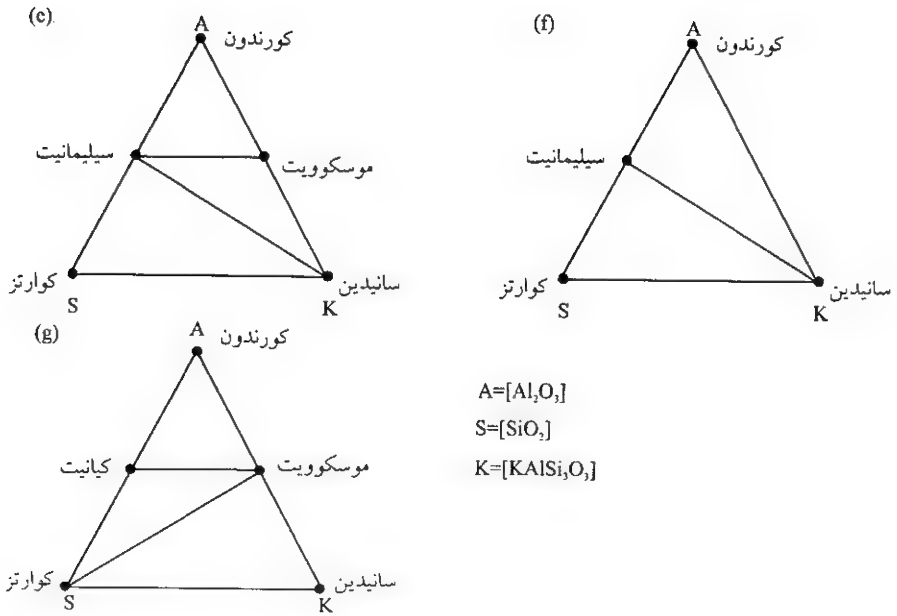
۱۰. ابتدا به نمودارهای مثلثی هفتگانه a, b, c, d, e, f و g شکل ۴-۱۶ توجه کنید. حروف

حاشیه هر مثلث همان حروفی است که در شکل ۴-۱۷ به ازای تغییرات فشار و دما

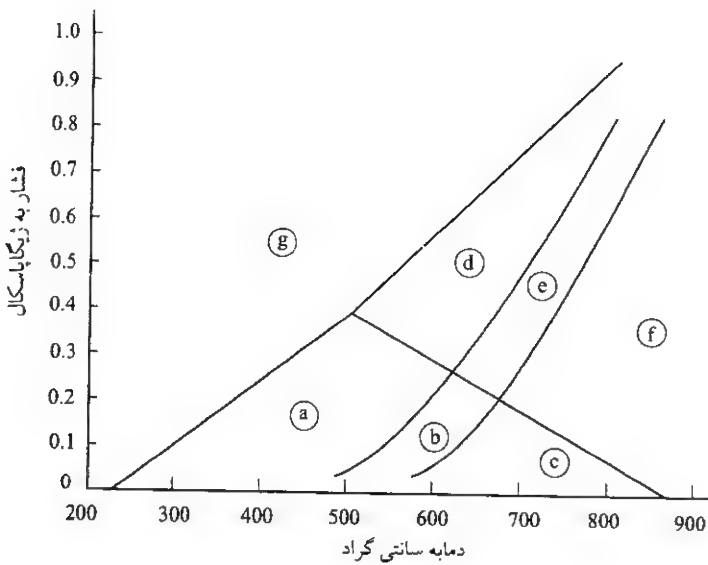
نمایش داده شده است. آیا می‌توانید ارتباط این دو شکل را توضیح دهید؟



شکل ۴-۱۶



ادامه شکل ۴-۱۶



شکل ۴-۱۷

فصل پنجم

درجات دگرگونی، زونهای دگرگونی و رخساره‌های دگرگونی

مقدمه

از آغاز قرن بیستم مطالعه فرایندهای دگرگونی با مساعی محققان نامداری مانند گلداسمیت^۱ (۱۹۱۱)، گروبنمن^۲ و بکه^۳ (۱۹۱۰، ۱۹۱۳)، اسکولا^۴ (۱۹۱۵، ۱۹۲۰ و ۱۹۳۷)، تروگر^۵ (۱۹۳۶)، وینکلر^۶ (۱۹۶۵، ۱۹۷۶)، ترنر و ورهوگن (۱۹۶۵)، میاشیرو^۷ (۱۹۶۰، ۱۹۷۳) وارد مرحله جدیدی شد.

با استفاده از قانون فازها که در پیش‌بینی تعداد کانیه‌ها در یک مجموعه دگرگونی اهمیت بسیار دارد و با توجه به واکنشهایی که در حالت جامد رخ می‌دهد، رخساره‌های دگرگونی وضع گردید که خود تحولی بزرگ در شناسایی پدیده‌های دگرگونی به حساب می‌آید.

در سال ۱۹۲۴، بارو^۸ و سپس تیلی^۹ در سرزمینهای دگرگون‌شده اسکاتلند زونهای (مناطق) دگرگونی را براساس نوع کانیه‌ها مشخص کردند و در فرانسه نیز یونگ^{۱۰} و رُک^{۱۱} درجات دگرگونی را برحسب عمق معرفی کردند و به این ترتیب درجات (گراد^{۱۲}) و ایزوگراد دگرگونی براساس نوع کانیه‌ها مشخص گردید که تماماً معرف شرایط فیزیکی محیطهای دگرگونی است.

وینکلر به کمک کارهای آزمایشگاهی و صحرایی رخساره‌های دگرگونی اسکولا

1. Goldsmith

2. Grubenmann

3. Becke

4. Skola

5. Trogger

6. Winkler

7. Migashiro

8. Barrow

9. Tilley

10. Jung

11. Roques

12. grade

را براساس انواع دگرگونی مشخص ساخت، و سرانجام میاشیرو ثابت کرد که در حاشیه اقیانوس آرام، و بالخصوص در ژاپن، دو نوار دگرگونی موازی با هم وجود دارد که با فرورائش صفحه اقیانوسی به زیر قاره‌ها در ارتباط است. این فصل را به بحث و بررسی این یافته‌ها و نتایج حاصل از آن اختصاص داده‌ایم.

درجه دگرگونی یا گراد

درجه دگرگونی اصطلاحی است که برای مشخص کردن شدت نسبی دگرگونی در ناحیه‌ای معین به کار می‌رود. چنانکه خواهیم دید وقتی در هاله دگرگونی توده‌ای گرانیته از سنگ دگرگون‌نشده به سمت مرکز توده آذرین حرکت کنیم، تغییراتی در خصوصیات سنگ ظاهر می‌شود و با مطالعه دقیقتر می‌توان دریافت که با نزدیک شدن به مرکز توده با دما و احیاناً فشار زیادتر مواجه خواهیم شد.

همان‌طور که قبلاً گفته شد، تعادل ترمودینامیکی در یک سیستم، تابع تغییرات دما، فشار و ترکیب شیمیایی محیط است که در سنگهای دگرگونی به صورت ترکیب کانی‌شناسی پدیدار می‌شود. بسیاری از پترولوژیستها به جای ترکیب کانی‌شناسی از اصطلاح مجموعه کانیها یا پاراژنز استفاده می‌کنند. دو مجموعه دگرگونی ممکن است درجه دگرگونی (گراد) متفاوتی داشته باشند. مثال زیر این موضوع را مشخص می‌کند. فرض می‌کنیم دو مجموعه کانی متفاوت زیر را داشته باشیم:

مجموعه اول: کلریت + اپیدوت + اکتینوت + آلbit

مجموعه دوم: پلاژیوکلاز + گرونا + هورنبلند

این دو مجموعه از نظر ترکیب شیمیایی با هم مشابه‌اند، ولی مجموعه دوم آب کمتری در ترکیب دارد. به علاوه، بررسیهای آزمایشگاهی نشان می‌دهد که مجموعه دوم در دمای نسبتاً زیادتری از مجموعه اول به وجود آمده است، یعنی درجه دگرگونی آن شدیدتر است. بنابراین، ممکن است دو مجموعه متفاوت داشته باشیم که ترکیب شیمیایی آنها یکسان، ولی در شرایط متفاوت دما به وجود آمده باشد. در این حالت از درجات (گراد) دگرگونی صحبت می‌شود که در سنگهای دگرگونی با عنوان درجات ضعیف، متوسط، شدید، ... مشخص می‌گردد. عموماً در درجات (گراد) دگرگونی ضعیف، مجموعه کانیها عمدتاً آبدارند و اگر سنگ واجد کربنات باشد، کانیهای کربناتی نیز در آن

دیده می‌شوند. ولی در مجموعه‌های درجات شدیدتر آب و CO_2 یا وجود ندارند یا بسیار اندک‌اند. قابل توجه آنکه، هرچه سنگ درجه دگرگونی بیشتری متحمل شود، کانیهای آن دانه‌درشت‌تر است؛ زیرا در دمای بیشتر انتشار مواد در حد فاصل دانه‌ها (کانیها) با سرعت و سهولت بیشتری انجام می‌شود. همان‌طور که در فصل سوم گفته شد، به کمک همین درجات دگرگونی است که اصطلاحهای دگرگونی پیشرونده و دگرگونی پسرونده مرسوم شده است و چنانکه در بالا گفتیم، اصولاً در ایجاد این قبیل دگرگونی عامل اصلی افزایش یا کاهش دماست.

الف) تعیین درجه دگرگونی برحسب عمق

این روش را بکه و گروینمن ارائه کردند و سپس نیگلی آن را تکمیل کرد. این همان تقسیم‌بندی‌ای است که در فصل اول تحت عنوان اپی‌زون، مزوزون و کاتازون بحث کردیم. چنانکه گفته شد، هر زون با صفات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی خاص خود مشخص است در این تقسیم‌بندی به ترکیب شیمیایی سنگها چندان توجهی نمی‌شود. به‌علاوه بین مقدار دما و فشارهای مختلف با عمق رابطه‌ای دیده نمی‌شود، به‌همین دلیل این روش امروزه منسوخ شده است.

ب) تعیین درجه برحسب مناطق یا زونهای دگرگونی

در اوایل قرن بیستم با مطالعه سنگهای دگرگونی ناحیه اسکاتلند (سری دالرادین)، ابتدا بارو^۱ و سپس تیلی^۲ نشان دادند که افزایش درجات دگرگونی در سنگهای پلیتی* موجب ظهور یا محو کانیهای کلریت، بیوتیت، آلماندین، استرویت، دیستن و سیلیمانیت می‌شود. به‌عقیده این محققان، هر یک از این کانیها مشخص‌کننده درجات خاصی از دگرگونی و توالی آنها نشان‌دهنده افزایش درجه (یا گراد) تغییر و تبدیل است. این کانیها که به‌نام «کانیهای ردیاب» یا «اندکس مینرال»^۳ نامیده می‌شوند در مناطقی که درجات دگرگونی آنها قابل نقشه‌برداری باشد مشخص‌کننده زونهای دگرگونی‌اند. با ظهور هر یک از کانیهای ردیاب، می‌توان خطوط هم‌شدت تغییر و تبدیل یعنی ایزوگراد^۴ را رسم کرد. / ایزوگراد عبارت از خطوطی روی نقشه است و از اتصال نقاطی به‌دست می‌آید که

1. G. Barrow

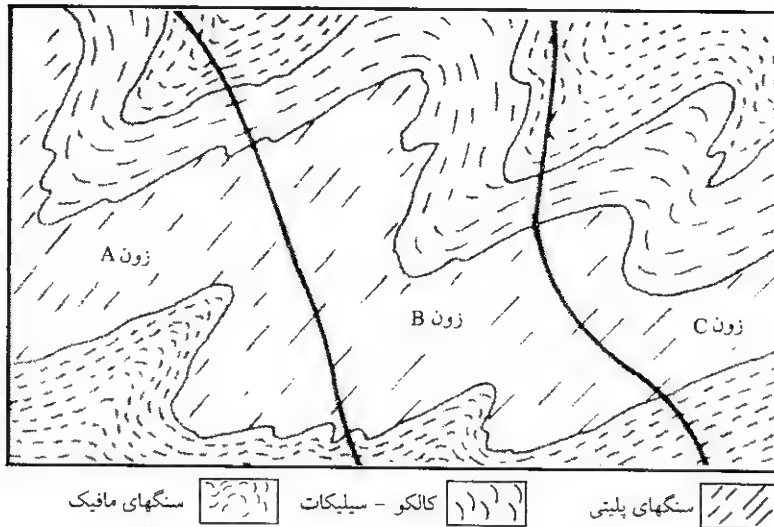
2. G.E. Tilley

* سنگهای پلیتی (Pelite) عبارت از رسهای سخت شده‌ای است که حاوی سیلیس و آلومینیم زیادند.

3. index mineral

4. isograd

کانی یا مجموعه خاصی از کانیها در آن نقاط ظاهر یا ناپدید می‌شوند. خطوط ایزوگراد معرف حد خارجی زون یا منطقه دگرگونی (شکل ۵-۱) است که کانیهای ردیاب در آن پدیدار یا محو می‌شوند. ایزوگرادها را در جهت شدت ازدیاد تغییر و تبدیل ترسیم و با علامت مثبت یا منفی مشخص می‌کنند. ظهور هر کانی را با علامت مثبت و ناپدید شدن آن را با علامت منفی نشان می‌دهند. به همراه تغییرات کانی، اندازه دانه‌ها نیز درشت‌تر می‌شود، به نحوی که ابتدا پلیت‌ها به اسلیت دانه‌ریز و سپس به شیشه‌های دانه‌درشت تبدیل می‌شوند. زونهای دگرگونی متوالی به کمک ظهور کانیهای جدیدی که در زون پایینتر وجود ندارند شناخته می‌شوند. این زونها را هم می‌توان در دگرگونی ناحیه‌ای و هم در دگرگونی مجاورتی تشخیص داد.



شکل ۵-۱ در این شکل، خطوط پررنگ همان ایزوگرادهای دگرگونی است که زونهای دگرگونی A و B و C را از هم جدا کرده‌اند. در هر یک از این زونها ممکن است سنگهای متفاوتی وجود داشته باشد.

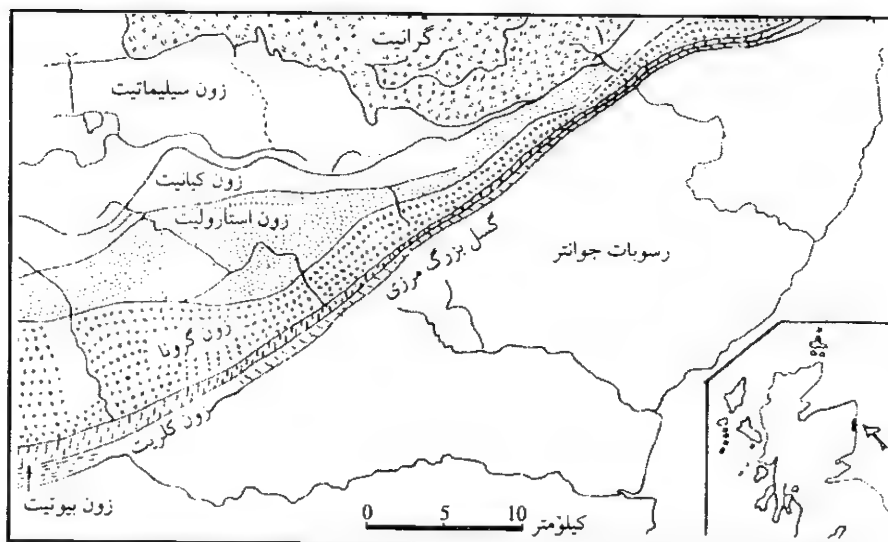
۱. زونهای دگرگونی ناحیه‌ای. در شکل ۵-۲، زونهای دگرگونی ناحیه‌ای (سری دالرادین را مشخص کرده‌ایم) که به ترتیب از درجات ضعیف به شدید عبارت‌اند از: زون کلریت، زون بیوتیت، زون آلماندین، زون استرویتید، زون کیانیت و زون سیلیمانیت. **زون کلریت.** در این زون اسلیت‌ها حاوی کلریت همراه با موسکویت، کوارتز و آلپیت‌اند.

زون بیوتیت. با ظهور بیوتیتهای قهوه‌ای مایل به سبز یا قهوه‌ای مایل به قرمز مشخص می‌شود. معمولاً، کلریت موسکوویت، آلپیت و کوارتز نیز حضور دارد.

زون گرونا. کانی شاخص این زون گرونا آلماندین قرمز رنگ است که در نمونه دستی نیز قابل رؤیت است. در این زون، سنگ حاصل یک شیبست است و علاوه بر گرونا، بیوتیت، کلریت، موسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز نیز حضور دارد (ممکن است کلریت غایب باشد).

زون استرولیت. استرولیت به همراه بیوتیت، موسکوویت، کوارتز، و پلاژیوکلاز سدیم‌دار شاخص این زون است و معمولاً گرونا نیز یافت می‌شود.

زون کیانیت. با مجموعه کانیهای زون استرولیت مشخص است و در آن کیانیت نیز حاضر است.



شکل ۵-۲ نقشه زونهای دگرگونی در سنگهای پلیتی (سری دالاردین اسکاتلند) براساس کانیهای ردیاب.

زون سیلیمانیت. در این زون سیلیمانیت به همراه بیوتیت، موسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت و گاهی اوقات استارولیت نیز یافت می‌شود.

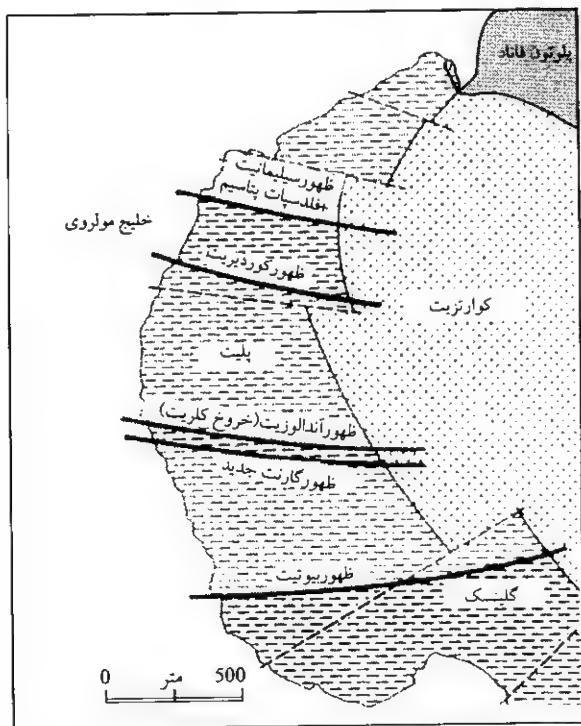
بدیهی است در این سنگهای دگرگون‌شده، علاوه بر کانیهای اصلی کانیهای فرعی نظیر تورمالین، زیرکن، آپاتیت و کانیهای کدر نیز (مانیتیت، ایلمنیت، پیریت و گرافیت) ممکن است دیده شود.

برای ترسیم ایزوگراد، ابتدا محل کانیهای ردیاب مختلف را روی نقشه علامت‌گذاری می‌کنند و سپس در جایی که اولین بار، یک کانی ردیاب دیده می‌شود آن را روی نقشه مشخص می‌کنند و از به هم وصل کردن آنها خطوط ایزوگراد را به دست می‌آورند. بنابراین، این ایزوگرادها در واقع ایزوگراد ظهور کانی‌اند و با توجه به اینکه ترکیب سنگ ممکن است در لایه‌های مختلف متفاوت باشد (مثلاً اگر یک ماسه سنگ کوارتزی خالص تحت اثر دگرگونی قرار گیرد هیچ یک از کانیهای ردیاب سنگهای پلیتی در آن دیده نخواهد شد)؛ برای تعیین درجه دگرگونی از مجموعه کانیهای همان سنگ استفاده می‌شود. در جدول ۵-۱ شدت دگرگونی و زونهای حاصله را با توجه به مجموعه کانیها برای سه دسته از سنگها (پلیتی، آهکی و آذرین بازیک) نشان داده‌ایم. کانی ردیاب در هر زون با حروف سیاه نشان داده شده است.

جدول ۵-۱

اسامی زونها در سنگهای پلیتی	نام سنگ	درجه دگرگونی	مجموعه کانیهای در رسوبات پلیتی	در سنگهای آهکی	در سنگهای آذرین بازیک
کلریت بیوتیت	اسلیت فیلیت شیست	کم	کلریت، کوارتز، موسکویت، پلاژیوکلاز بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز	کلریت، کلسیت یا دولومیت پلاژیوکلاز	کلریت و پلاژیوکلاز
گرونا استروئید	انواع شیست و میکانیست	متوسط	گارنت، میکاها، کوارتز، پلاژیوکلاز، استروئید، میکاها، گارنت، پلاژیوکلاز	گارنت، اپیدوت هورنبلند، کلسیت	گارنت، کلریت، اپیدوت، پلاژیوکلاز
کیانیت سیلیمانیت	انواع گنیسها	زیاد		گارنت اوژیت، پلاژیوکلاز	هورنبلند پلاژیوکلاز

۲. زونهای دگرگونی مجاورتی. با نفوذ توده گرانیته فاناد در سنگهای پلیتی کودنگال ایرلند، توالی زونهای دگرگونی به صورت جالبی به وجود آمده است (شکل ۵-۳).
زون بیوتیت. در فاصله دورتر از توده، بیوتیت‌های تازه تشکیل شده^۱ در اطراف دانه‌های قدیمی گارنت رشد کرده‌اند. این نکته حاکی از یک دگرگونی قهقرایی است.
زون گارنت. در دنبال آن و نزدیکتر به توده دانه‌های کوچک و جدید گارنت در اطراف دانه‌های قدیمتر آن ظاهر شده‌اند.
زون آندالوزیت. در فاصله نزدیکتر به توده آندالوزیت ظاهر و کلریت ناپایدار و ناپدید شده است.



شکل ۳-۵ زونهای دگرگونی در یک هاله دگرگونی مجاورتی ناشی از دگرگون‌شدگی سنگهای پلیتی در مجاورت توده نفوذی (ایرلند).

زون کوردیریت. که در آن کوردیریت ظاهر شده است.

زون سیلیمانیت و فلدسپار پتاسیم. که نزدیک به توده و به شکل دانه‌ریز به وجود آمده است.

اگر کانیه‌های تشکیل شده در زونهای دگرگونی حالات ۱ و ۲ را با هم مقایسه کنیم و با توجه به این نکته که ترکیب شیمیایی سنگ مادر این دو منطقه کم و بیش شبیه است، ملاحظه می‌کنیم در هاله آذرین (حالت ۲)، کانیه‌های کوردیریت و آندالوزیت به وجود آمده، در حالی که استرویتید بسیار کمیاب است و کیانیت هم دیده نمی‌شود. بنابراین، باید نتیجه گرفت که شرایط دگرگونی در این دو منطقه با هم متفاوت است و در حالت ۱، عامل فشار دخالت داشته ولی در حالت ۲، چنین وضعی دیده نمی‌شود.

خاطر نشان می‌کنیم که در اطراف توده نفوذی الوند همدان، اگرچه ایزوگراد دقیقی ترسیم نشده، ولی در ابتدای جاده عباس‌آباد تا گنجانمه، ابتدا اسلیت لکه‌دار که لکه‌های آن

از نوع آندالوزیت است و سپس لکه‌ها از نوع کوردیریت و آندالوزیت و در حوالی گنجه‌نامه نیز هورنفلسهای فلدسپار پتاسیم‌دار به همراه کوردیریت و بعضاً سیلیمانیت را در این مسیر می‌توان رؤیت کرد.

در استفاده از کانیه‌های ردیاب پیشگفته برای تعیین زونهای دگرگونی دو نکته را باید در نظر گرفت:

۱. کانیه‌های جدیدی که در هر زون به وجود می‌آید باید به صورت درشت‌بلور (پورفیروبل‌است) باشد.

۲. ترکیب شیمیایی سنگ مادر در تمام درجات مختلف دگرگونی ثابت و یکنواخت باشد. مطالعه یک ناحیه دگرگونی براساس زونهای دگرگونی را زونوگرافی^۱ هم می‌نامند که در ماسیف سانترال فرانسه بنا به پیشنهاد یونگ و رُک به یک نوع ترکیب شیمیایی یعنی روی سنگهای پلیتی چنین عمل می‌شد:

- زون میکاشیستهای کلریت - سربیسیت‌دار فوقانی که کم و بیش با زون کلریت پیشنهادی بارو تطبیق می‌کند.

- زون میکاشیستهای تحتانی که دنباله زون قبلی است و در آن دوکانی بیوتیت و موسکویت با هم دیده می‌شود.

- زون گنیس فوقانی که در آن علاوه بر بیوتیت و موسکویت، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار نیز حاضر است.

- زون گنیس تحتانی که در آن موسکویت و بیوتیت ناپدید می‌شوند.

ج) تعیین درجه براساس رخساره‌های دگرگونی

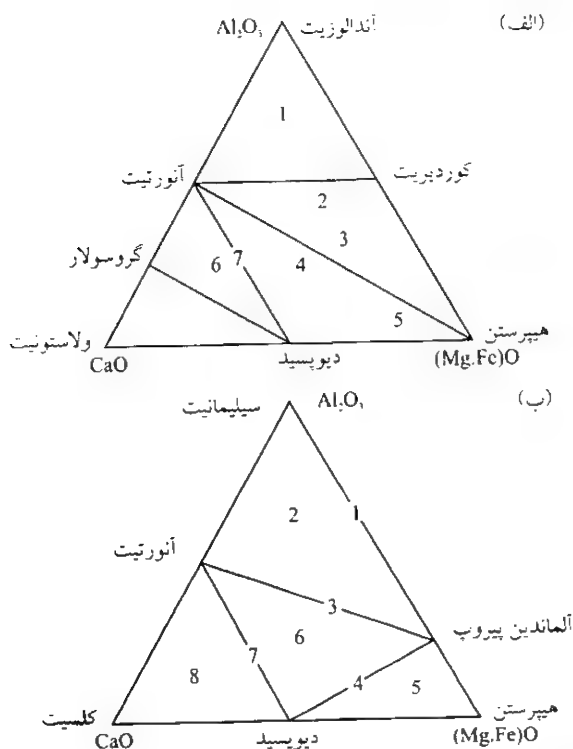
این روش را اولین بار اسکولا در سال ۱۹۱۵ برای بیان درجه دگرگونی سنگها به کار گرفت. به موجب این تعریف، رخساره (فاسیس) دگرگونی به مجموعه کانیه‌های مختلفی اطلاق می‌شود که در یک منطقه معین و تحت شرایط فیزیکی (فشار و دمای) مشخص از انواع مختلف سنگها و در یک مرحله دگرگونی به وجود آمده باشد. بنابراین، در یک رخساره دگرگونی سنگهایی با ترکیب شیمیایی متفاوت را در شرایط یکسان ترمودینامیکی مطالعه و مجموعه کانیه‌های آن را بررسی می‌کنیم.

به این ترتیب در نمودار ACF شکل ۴-۷، اگرچه تمام هورنفلسهای ده‌گانه به یک

رخساره تعلق دارند ولی چون ترکیب شیمیایی سنگ مادر متفاوت است، بنابراین مجموعه کانیهای مختلفی حاصل شده است.

برای آنکه درک دقیقتری از مفهوم رخساره داشته باشیم ویژگیهای شکل ۴-۷ را دوباره به صورت دو مثلث (شکل ۵-۴ الف و ب) نشان داده ایم که حالت (الف) همان هورنفلسهای ده گانه گلداشمیت است ولی شکل (ب) معرف رخساره دیگری است که علاوه بر کوارتز با پارائزهای زیر شناخته می شوند:

۱. سیلیمانیت - آلماندین، ۲. سیلیمانیت - آلماندین - آنورتیت، ۳. آلماندین - آنورتیت، ۴. آلماندین - دیوپسید، ۵. آلماندین - هیپرستن - دیوپسید، ۶. آلماندین - آنورتیت - دیوپسید، ۷. آنورتیت - دیوپسید، ۸. آنورتیت - دیوپسید - کلسیت.
- بنابراین به رغم ترکیب شیمیایی مشابه در دو شکل (الف) و (ب)، با مجموعه کانیهای مختلفی سروکار داریم (به جز شماره ۷ که در هر دو شکل یکی است) و بنابراین با دو رخساره متفاوت مواجهیم.



شکل ۴-۵ پایداری مجموعه کانیهای مختلف در دو رخساره متفاوت

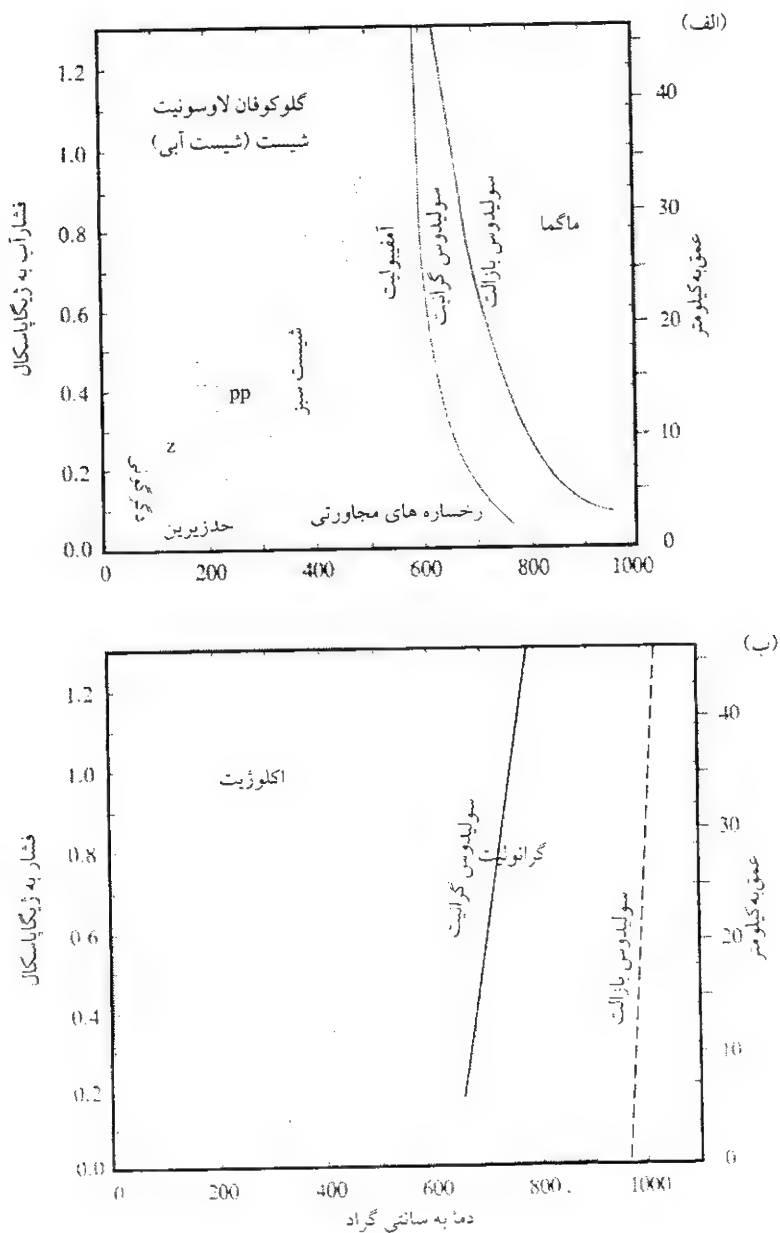
با پیشرفت علم سنگ‌شناسی و استفاده از وسایل و فنون جدید، مطالعه رخساره‌های دگرگونی وارد مرحله نوینی شد. چنانکه با بررسی دقیق پاراژنرها، تعداد رخساره‌ها تدریجاً افزایش یافت. اسکولا ابتدا ۵ رخساره را معرفی کرد (۱۹۲۰) بعد تعداد آن به ۸ رسید. در دهه ۱۹۶۰، دو رخساره ژئولیتی و پرهنیت - پومپله‌ایت به آن اضافه شد و تعداد رخساره‌ها به ۱۰ افزایش یافت. سپس بعضی از محققان، براساس تفاوت‌های کانی‌شناسی اقدام به تقسیم رخساره‌ها به ۲ یا چند زیر رخساره کردند که تقسیمات اخیر درک مفهوم رخساره‌ها را با اشکال مواجه کرده است.

اقسام رخساره‌ها

در جدول ۵-۲ رخساره‌های مهم دگرگونی را با ترکیب کانی‌شناسی اصلی آن نشان داده شده است و شکل ۵-۵ نیز، محل آنها را در قلمرو تغییرات و فشار نشان می‌دهد.

جدول ۵-۲ اقسام مهم رخساره‌های دگرگونی

نوع دگرگونی	نام رخساره	ترکیب کانی‌شناسی
۱. مجاورتی	۱. آلپیت - اپیدوت هورنفلس ۲. هورنبلند هورنفلس ۳. پیروکسن هورنفلس ۴. سانیدینیت	پیروفیلیت + سریسیت + کلریت یا آندالوزیت هورنبلند + آنتوفیلیت + کوردیریت اورتوز + آندالوزیت (یا کوردیریت) کورندون + پلاژیوکلاز + ارتوپیروکسن + مولیت + کوردیریت
۲. تدفینی	۱. ژئولیتی ۲. پرهنیت - پومپله‌ایت ۳. شیست گلوکوفان - لاوسونیت یا شیستهای آبی	ژئولیتها به‌ویژه لامونیت و هولاندیت و همچنین آنالیم مجموعه کانیها عبارت‌اند از کوارتز + لامونیت + کلریت پرهنیت ± پومپله‌ایت + کوارتز اصلی‌اند (بدون ژئولیت یا گلوکوفان یا لاوسونیت) گلوکوفان + لاوسونیت و همچنین ژادیت + کوارتز + آراگونیت
۳. ناحیه‌ای	۱. شیست سبز ۲. آمفیبولیت ۳. گرانولیت ۴. اکلوژیت	آلپیت + اپیدوت + اکتینوت ± کلریت ± کلسیت در سنگهای مافیک و پیروفیلیت در سنگهای پلیتی هورنبلند + پلاژیوکلاز (درصد آنورتیت بیش از ۲۰ درصد) در سنگهای بازیک و دیستن در سنگهای پلیتی اوزیت + ارتوپیروکسن + پلاژیوکلاز و گروئای آهن و منیزیم‌دار مجموعه کانیهای بدون فلدسپار ولی با حضور کلینوپیروکسن امفاسیت و گروئای پیروپ و در سنگهای بازیک مشخص می‌شود



شکل ۵-۵ محل رخساره‌های مختلف دگرگونی در شرایط دما و فشار متفاوت: (الف) در شرایط آبدار: (ب) در شرایط بی‌آب و خشک. PP, رخساره پره‌نیت - بومپله‌ایت; Z, رخساره ژئونیتی).

۱. رخساره‌های دگرگونی مجاورتی

رخساره‌های دگرگونی مجاورتی با توجه به افزایش دما شامل انواع زیر است:

۱-۱ رخساره آلپیت - اپیدوت هورنفلس،

۲-۱ رخساره هورنبلند هورنفلس،

۳-۱ رخساره پیروکسن هورنفلس،

۴-۱ رخساره سانیدینیت.

اگرچه در این قبیل دگرگونیها از فشار صرف‌نظر می‌کنند ولی مقدار فشار به محلی که توده مذاب در آن استقرار می‌یابد (فشار وزن لایه‌ها) بستگی دارد. اگر توده نفوذی در عمق یک کیلومتری مستقر شود، مقدار فشار معادل ۲۵۰ بار و در ۸ کیلومتری ۲۰۰۰ بار است. بنابراین عملاً اهمیت فشار ناچیز است.

۱-۱ رخساره آلپیت - اپیدوت هورنفلس. هنگامی که دما بیش از ۳۵۰ درجه و کمتر

از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد رخساره آلپیت - اپیدوت هورنفلس به وجود می‌آید. در این مرحله کائولینیت از بین می‌رود و به پیروفیلیت تبدیل می‌شود:

آب + ۱ پیروفیلیت \longrightarrow ۲ کوارتز + ۱ کائولینیت

پیروفیلیت هم در 495 ± 5 درجه سانتی‌گراد از بین می‌رود و آندالوزیت تشکیل می‌شود:

آب + ۳ کوارتز + ۱ آندالوزیت \longrightarrow ۱ پیروفیلیت

باید افزود که این رخساره به‌خوبی توصیف نشده زیرا در پلتهای تغییر و تبدیل ناچیز است. چنانکه در پلیت فقیر از آلومینیم فقط اپیدوت، سریسیت، کلریت و آلپیت یا کانیه‌های دیاژنری دیده می‌شوند. در پلتهای سرشار از آلومینیم هم باید پیروفیلیت وجود داشته باشد که تنها پرتو X می‌تواند آن را از سریسیت جدا کند. ولی اگر لایه‌ای از مارن یا آهک مارنی وجود داشته باشد، به‌دلیل آنکه هورنفلس سرشار از ترمولیت به وجود می‌آید می‌توان به مقدار دمای فوق پی‌برد.

۲-۱ رخساره هورنبلند هورنفلس. که در دمای 530 ± 15 درجه سانتی‌گراد و فشار

۱۰۰۰ بار، یا 200 ± 540 و فشار ۲۰۰۰ بار به وجود می‌آید. در این دما، کلریت از بین می‌رود.

۱ کوردیریت + ۱ آنتوفیلیت \longrightarrow ۱ کوارتز + ۱ کلریت

یا

آب + ۱ بیوتیت + ۱ کوردیریت \longrightarrow ۱ کوارتز + ۱ موسکوویت + ۱ کلریت

۳-۱ رخساره پیروکسن هورنفلز. این رخساره در دماهای بالاتر به وجود می آید (۶۰۵ - ۵۸۰ درجه سانتی گراد و ۱۰۰۰ بار فشار یا ۶۳۵ - ۶۱۵ درجه سانتی گراد و ۲۰۰۰ بار فشار). در این شرایط موسکوویت از بین می رود و به جای آن اورتوز و آندالوزیت (یا کوردیریت) مطابق دو واکنش زیر ظاهر می شود. این رخساره فقط در حاشیه توده های بازیگ یافت می شود.

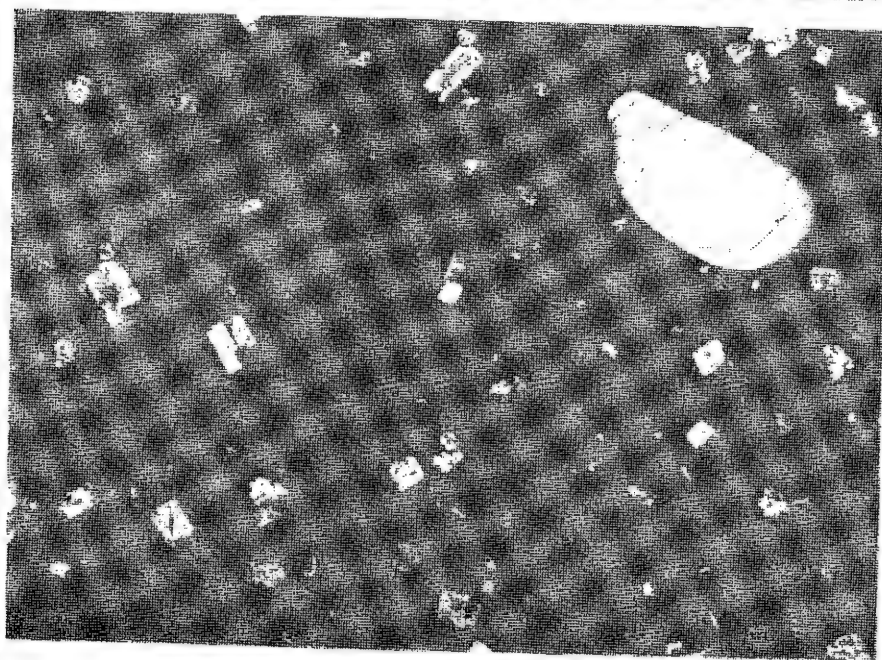
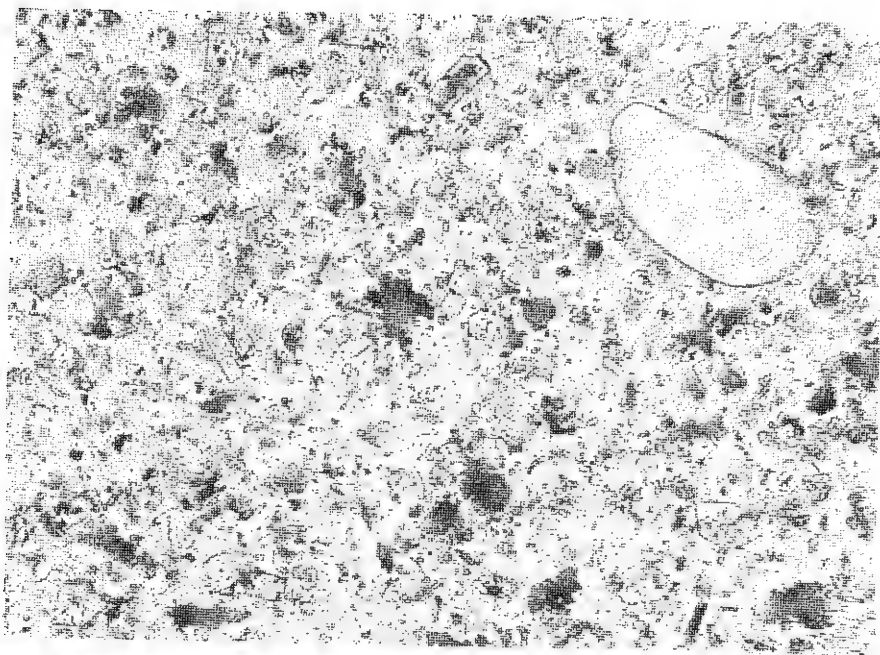
آب + ۱ آندالوزیت + ۱ اورتوز \longrightarrow ۱ کوارتز + ۱ موسکوویت

۹ آب + ۸ اورتوز + ۳ کوردیریت \longrightarrow ۱۴ کوارتز + ۲ بیوتیت + ۱ موسکوویت
وجود هورنفلزهای اورتوز، آندالوزیت و کوردیریت دار در هاله مجاورتی توده الوند (جاده عباس آباد - گنجنامه) نشانه دگرگونی در مجاورت توده های بازیگ این ناحیه است.

در شرایط مساعد در بعضی از هاله های دگرگونی، هیپرستن نیز به وجود می آید.
۴-۱ رخساره سانیدینیت. این رخساره در دماهای بیش از ۸۰۰ درجه سانتی گراد به وجود می آید که گاهی با پدیده ذوب بخشی هم همراه است (شکل ۵-۶) و غالباً هنگامی اتفاق می افتد که سنگ یا وارد توده مذاب شود (مثلاً به صورت انکلاو به درون گدازه های بازالتی) یا در حاشیه توده های نفوذی بازیگ نزدیک به سطح زمین واقع شود.
- اگر سنگ رسوبی و سرشار از آلومینیم باشد مجموعه کانیهای آن عبارت اند از:
کورندون + اسپینل + کوردیریت + فلدسپار آلکالن + پلاژیوکلاز
- اگر سنگهای سیلیس دار در شرایط رخساره سانیدینیت قرار گیرد، ممکن است واجد مجموعه کانیهای زیر باشند:

کوردیریت + پلاژیوکلاز + کوارتز + ارتوپیروکسن + مولیت

که در آن شیشه نیز وجود دارد. در این حالت به آن بوکیت می گویند (شکل ۵-۶).
در واقع بوکیت سنگی است که در نتیجه ذوب ماسه سنگ در مجاورت با توده آذرین در دمای بالا به وجود می آید و به شیشه (غیرمتبلور) تبدیل می شود. ولی امروزه این اصطلاح در مورد هر سنگ (به ویژه ترکیبات پلیتی) که به حالت نیمه مذاب درآید به کار برده می شود.



شکل ۵-۶ بوکسیت در بالا نور معمولی و در پایین نور پلاریزه (۵۲ برابر). بلور درشت باقیمانده کوارتز نیمه‌ذوب شده است. در شکل پایین، بلورهای چهار گوش و مستطیلی کوردیریت و پلاژیوکلازاند. در شکل بالا ارتوپیروکسن و مولیت هم دیده می‌شود.

۲. رخساره‌های دگرگونی بر اثر وزن یا رخساره‌های تدفینی

اقسام این رخساره را می‌توان برحسب ازدیاد دما و فشار به سه نوع تقسیم کرد:

۱-۲ رخساره زئولیتی،

۲-۲ رخساره پرهنیت - پومپله‌ایت،

۳-۲ رخساره گلوکوفان شلیست یا گلوکوفانیت یا شلیست آبی.

در واقع، بعضی از رخساره‌های دگرگونی تدفینی ممکن است تا اندازه‌ای مشابه رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجات ضعیف باشد. به دلیل آنکه یک رخساره تدفینی خاص در نقاط مختلف جهان در اعماق متفاوت ظاهر می‌شود، باید نتیجه گرفت که تغییرات درجات زمین‌گرایی در ایجاد آن نقش مهمی داشته است و فشار در مرحله دوم اهمیت قرار دارد. دو نوع رخساره اول را در مناطقی که سنگهای پیروکلاستی روی هم انباشته شده باشند (و به خصوص حاوی شیشه باشند، شکل ۳-۹) یا در رسوبات سرشار از رس، به خوبی می‌توان مشاهده کرد. رخساره نوع سوم، خاص سنگهای گودالهای اقیانوسی در حال فروانش است.

۱-۲ رخساره زئولیتی. همان‌طور که قبلاً گفته شد، ظهور این رخساره معرف پایان دیاژنز و آغاز دگرگونی است. در بعضی نوشته‌ها، ظهور این رخساره را در دمای حدود ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و در بعضی دیگر کمی کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد ذکر کرده‌اند. با این توضیحات، رخساره زئولیتی را می‌توان حد واسط بین سنگهای حاصل از عمل دیاژنز و رخساره پرهنیت - پومپله‌ایت دانست. در این رخساره، کانیهای گروه زئولیت مانند آنالسیم، هلندیت، لامونیت فراوان است و از دگرگونی سنگهای آتشفشانی و گری‌وکها به وجود می‌آیند و با مجموعه کانیهای لامونیت + پرهنیت + کوارتز مشخص می‌شوند که گاهی ممکن است با کلریت نیز همراه باشد.

۲-۲ رخساره پرهنیت پومپله‌ایت. این رخساره از دگرگونی گری‌وکها پدید می‌آید. هرگاه مجموعه رخساره زئولیتی در معرض دمای زیادتری قرار گیرد، لامونیت به پومپله‌ایت تبدیل می‌شود و در نتیجه مجموعه‌ای از پرهنیت - پومپله‌ایت به وجود می‌آید و طبق رابطه زیر:



آنالسیم به آلیت تبدیل می‌شود. بنابراین، رخساره پرهنیت - پومپله‌ایت شامل مجموعه

کانیهای زیر است:

پرهنیت + پومپله‌ایت + کوارتز + آلپیت + کلریت

یا

پومپله‌ایت + کوارتز + آلپیت

در انواع دمای زیادتر، ممکن است فلدسپار پتاسیک + موسکویت + کلسیت + اسفن نیز به وجود آید. در این حالت و به شرط آنکه در آن مجموعه استیلنوملان + آکینوت + اپیدوت نیز حضور داشته باشد به محدوده رخساره شیستهای سبز نزدیک شده‌ایم.

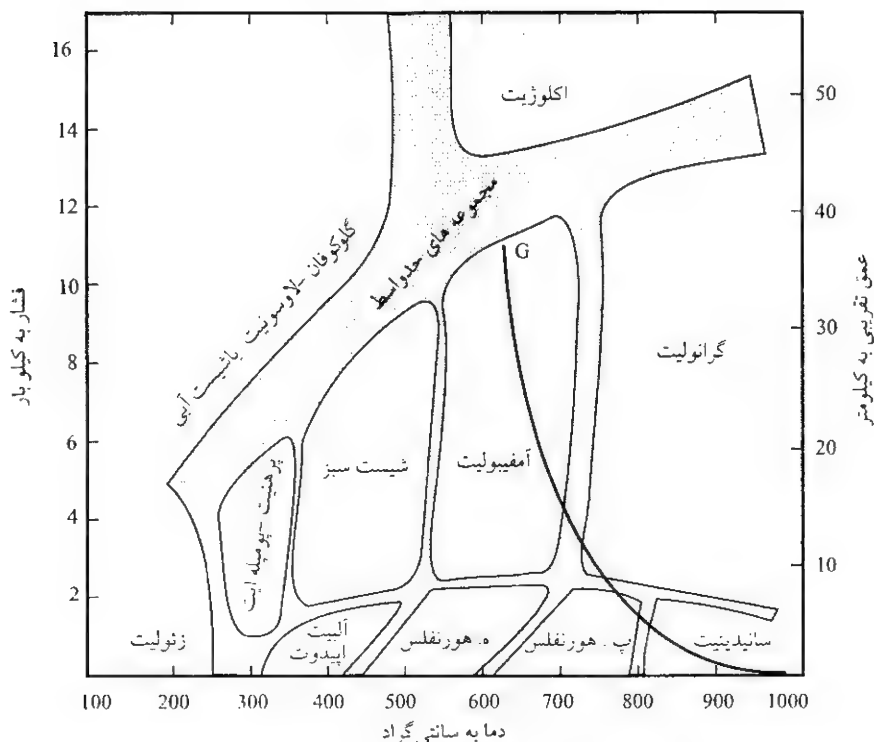
۲-۳ رخساره گلوکوفان شیست یا گلوکوفانیت یا شیست آبی سنگهای این رخساره

کمیاب است و از نظر ترکیب کانی‌شناسی نیز وضعی استثنایی دارند. به علت وفور گلوکوفان در این رخساره به آن رخساره گلوکوفان شیست هم گفته‌اند که با رنگ آبی و تالاکو خاص خود مشخص می‌شود. در این رخساره، آمفیبولهای معمولی رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت (یعنی آکینوت و هورنبلند) دیده نمی‌شوند. پیروکسن آن هم از نوع سدیم‌دار یعنی ژادئیت است که اختصاص به فشار زیاد - دما کم دارد. در این رخساره کانیهای کلسیم‌دار مانند آراگونیت، اسفن و سیلیکات کلسیم آبدار مانند لاوسونیت و اپیدوت و پومپله‌ایت نیز وجود دارد. به علت وفور لاوسونیت، گاهی به آن رخساره گلوکوفان - لاوسونیت هم گفته شده است. لاوسونیت ممکن است از تخریب پلاژیوکلاز یا از واکنش بین کلسیت و کائولینیت به وجود آید.

حضور رخساره گلوکوفان شیست در محل درازگودالهایی (رسوبات بزرگ‌نادویس مؤلفان قدیمی) که در حال فروورانش باشد امری طبیعی است. زیرا فشار وزن لایه‌های فوقانی و فروورانش پوسته زیرین بر منشورهای به هم افزوده این نواحی (شکل ۵-۱۰) ممکن است شرایط را در حد ایجاد این رخساره افزایش دهد.

۳. رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای

تنوع رخساره‌ها در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای زیاد است و به همین دلیل برحسب محققان مختلف به دسته‌های کوچکتر و زیررخساره‌ها تقسیم‌بندی شده است. در درجات ضعیف‌تر، تشخیص رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای از دگرگونی دینامیکی مشکل است. رخساره‌های مهم دگرگونی ناحیه‌ای عبارت‌اند از:



شکل ۵-۷ نمایش اقسام رخساره‌های دگرگونی در نمودار تغییرات دما و فشار، منحنی G، منحنی ذوب گرانیت است.

۱-۳ رخساره شیست سبز،

۲-۳ رخساره آمفیبولیت،

۳-۳ رخساره گرانولیت.

در بعضی شرایط، رخساره اکلوژیته را جزء رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای به حساب می‌آورند.

۱-۳ رخساره شیست سبز. این رخساره با مجموعه کانیهای سبزرنگ و غالباً آبدار مانند کلریت، اپیدوت، آکتینوت مشخص می‌شود. مجموعه کانیهای این رخساره برحسب آنکه از دگرگونی سنگهای بازیک یا سنگهای پلیتی به وجود آمده باشد عبارت‌اند از:

در سنگهای باریک: آلیت + اپیدوت + کلریت + آکتینوت + کوارتز

در سنگهای پلیتی: کلریت + میکای سفید + بیوتیت + کلریتوید + کوارتز

با توجه به شکل ۵-۷، حدود پایداری کانیهای این رخساره معرف درجات دگرگونی

ناحیه‌ای ضعیف است و تصور می‌شود که در دمای بین ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای بین ۲٫۵ تا ۸ کیلو بار فشار آب به وجود آید. تفاوت این رخساره با رخساره پره‌نیت - پومپله‌ایت، فقدان دو کانی اخیر در رخساره شیست سبز است، به علاوه، فقدان زئولیت آن را از رخساره زئولیتی مجزا می‌سازد.

رخساره شیست سبز را برحسب ازدیادشدت دگرگونی* به ترتیب زیر به رخساره‌هایی

زیر تقسیم می‌کنند:

مجموعه کوارتز + آل بیت + موسکوویت + کلریت

مجموعه کوارتز + آل بیت + اپیدوت + بیوتیت

مجموعه کوارتز + آل بیت + اپیدوت + آلماندین

خاطر نشان می‌کنیم که آمفیبول نوع آکتینوت - ترمولیت معرف رخساره شیست

سبز و جداکننده این رخساره از رخساره آمفیبولیت است.

۲-۳ رخساره آمفیبولیت. این رخساره خاص دگرگونی ناحیه‌ای در دما و فشار

متوسط است و شامل مجموعه‌های کانی‌شناسی است که در آن هورنبلند و پلاژیوکلاز

کانیهای شاخص محسوب می‌شوند. اگر از دگرگونی سنگهای بازیک به وجود آید، به

مجموعه کانیهای آن (علاوه بر هورنبلند و پلاژیوکلاز)، اپیدوت و آلماندین هم اضافه

می‌شود و در صورتی که از دگرگونی سنگهای پلیتی به وجود آید، مجموعه کانیهای آن

عبارت‌اند از:

میکاکا + آلماندین + استروئید + دیستن یا سیلیمانیت ولی بدون آندالوزیت

در حالتی که دما زیاد ولی فشار کم یا متوسط باشد رخساره کوردیریت آمفیبولیت،

ولی در فشارهای زیادتر رخساره آلماندین آمفیبولیت به وجود می‌آید.

۳-۳ رخساره گرانولیت. فقدان کانیهای آبدار از ویژگی این رخساره است. در انواع

سرشار از آلومینیم، دیستن، سیلیمانیت و کوردیریت نیز وجود دارد. در انواع بازیک آن

هم دو نوع پیروکسن (دیوپسید و هیپرستن) یافت می‌شود. این رخساره در دمای زیادتر

از ذوب گرانیت پایدار است (شکلهای ۵-۵ و ۷-۵).

۴-۳ رخساره اکلوزیت: مختص فشارهای زیاد و از دگرگونی سنگهای بازیک

* به سه کانی آخر، این مجموعه‌ها توجه کنید. با توجه به شرایط پایداری آنها در زونهای دگرگونی می‌توانید درجه شدت دگرگونی را ارزیابی کنید.

به وجود می آید. می توان ثابت کرد که این رخساره در اعماق پوسته قاره ای ظاهر می شود. در ترکیب آن گروناهی آهن و منیزیم دار، آمفاسیت، روتیل و دیستن وجود دارد. در تبدیل گابرو یا بازالت به اکلوزیت، کانیهای اصلی آن مانند پلاژیوکلاز، اولیوین و اوژیت از بین می روند و به آمفاسیت و گرونا تبدیل می شوند.

اکلوزیتها گاهی با شیشه های گلوکوفان دار دیده شده اند. ضمناً بعضی از انواع آن با سربهایی که در رخساره آمفیبولیت یا در رخساره گرانولیت دگرگون می گردند مشاهده شده است. ولی مراحل تدریجی تغییر و تبدیل رخساره های شیشه سبز به اکلوزیت تاکنون ناشناخته مانده است. در این حالت باید اکلوزیتها را از نوع دگرگونی دانست. ولی بعضی از اکلوزیتها دارای اختصاصات سنگهای ماگمایی اند. در این مورد تصور می شود: اگر مایعی با ترکیب بازالتی در دمای بیش از ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد در اعماق پوسته متوقف شود و در منطقه ای که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه ای - بالاتر از ۱۲ کیلو بار فشار - قرار گیرد، انجماد بر جای آن، موجب تبلور کانیهای خاص رخساره اکلوزیتی می شود.

درجات دگرگونی و شدت آن

به عقیده وینکلر (۱۹۷۶)، درجات دگرگونی رابطه ای مستقیم با افزایش دما دارد. وی به این ترتیب بدون توجه به مقدار و نوع فشار، سنگهای دگرگونی را برحسب مقدار دمای مؤثر به انواع زیر تقسیم بندی کرد:

۱. دگرگونی دمای خیلی پایین یا دگرگونی خیلی خفیف یا خیلی کم شدت،
۲. دگرگونی دمای پایین یا دگرگونی خفیف یا دگرگونی کم شدت،
۳. دگرگونی دمای متوسط یا دگرگونی متوسط،
۴. دگرگونی دمای زیاد یا دگرگونی شدید.

مرز بین دگرگونی خیلی خفیف و خفیف (بین حالت های ۱ و ۲) با آغاز رخساره شیشه سبز مطابقت دارد. مرز بین درجه پایین و متوسط نیز با آغاز رخساره آمفیبولیت اسکولا تطبیق می کند. واتگهی بخش بالایی رخساره آمفیبولیت، حد بین درجات متوسط و شدید در نظر گرفته شده است که در واقع با حضور فلدسپارها و سیلیکات آلومینیم یا آلماندین و کوردیریت مشخص می شود.

حد نهایی دگرگونی درجات شدید نیز با ظهور میگماتیت (هنگامی که بخار آب در محیط وجود داشته باشد) یا ظهور رخساره گرانولیت مشخص می‌گردد.

زیررخساره‌ها

با مطالعه سنگهای دگرگونی یک ناحیه محدود می‌توان مشاهده کرد که هر سنگ در شرایط فیزیکی خاصی به وجود می‌آید که با رخساره‌های شناخته شده به طور کامل تطبیق نمی‌کند. مثلاً در رخساره پیروکسن هورنفلس با پاراژنز هیپرستن + پلاژیوکلاز + دیوپسید، گاهی مجموعه ارتوآمفیبول + پلاژیوکلاز + هورنبلند و گاهی هیپرستن + پلاژیوکلاز + هورنبلند ظاهر می‌شود. دو مجموعه اخیر به رخساره پیروکسن هورنفلس تعلق دارند و برای تمایز، آنها را زیر رخساره نامیده‌اند که اولی را زیررخساره ارتوآمفیبول و دومی را زیررخساره ارتوپروکسن نامیده‌اند. با این توضیحات، در هر زیررخساره، مجموعه کانیهای یافت می‌شود که موجب تقسیم‌بندی رخساره به دسته‌های کوچکتر می‌شود. مثال زیر گویای این واقعیت است. در سنگهای سرشار از آلومینیم، در رخساره شیست سبز سه زیررخساره با مجموعه کانیهای زیر برقرار شده است:

کوارتز + آلپیت + موسکویت + کلریت

کوارتز + آلپیت + اپیدوت + بیوتیت

کوارتز + آلپیت + اپیدوت + آلماندین

باید افزود که تعداد زیر رخساره‌ها روز به روز زیاده‌تر می‌شود و بعضی از محققان برقراری و استفاده از آن را قبول ندارند.

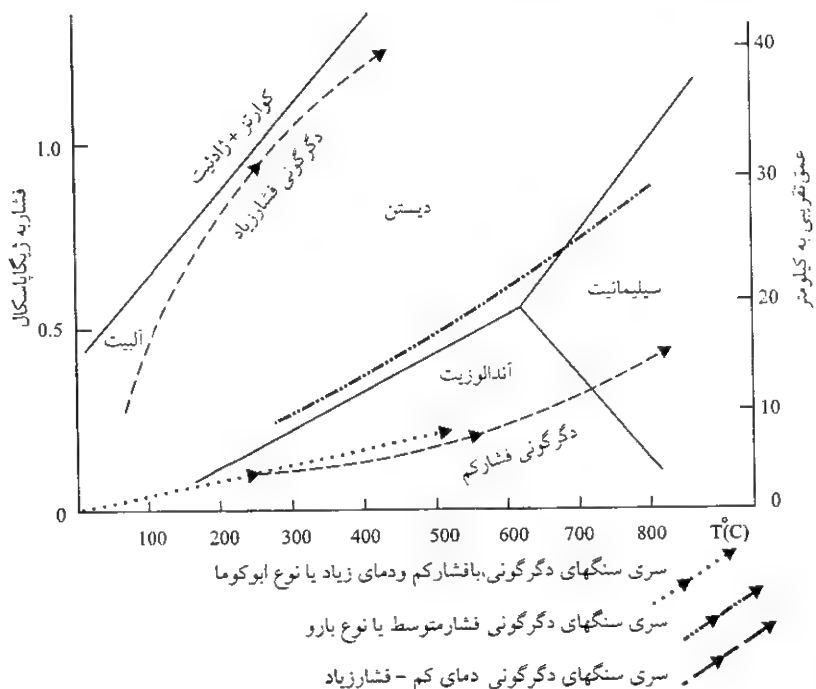
سری رخساره‌ای

در سرزمینهای دگرگونی، می‌توان بعضی از رخساره‌ها را در ارتباط و وابسته به رخساره‌های دیگر مشاهده کرد. این وابستگی رخساره‌ها را سری رخساره‌ای می‌نامند. در واقع این مسئله به تغییرات شرایط فیزیکی محیطهای دگرگونی مربوط است، زیرا می‌دانیم که تغییرات درجات زمین‌گرایی در مناطق مختلف لیتوسفر زمین یکسان نیست (شکل ۱-۱۲)، یعنی مناطقی با عمق کم (فشار کم) - دمای زیاد، مناطقی با فشار زیاد - دمای کم و مناطق با شرایط حد واسط وجود دارد که هر یک با مجموعه‌ای از رخساره‌های دگرگونی خاص

خود مشخص می شود.

به همین منظور در مناطق مختلف زمین سه سری رخساره‌ای در نظر می گیرند که عبارت اند از:

۱. سری رخساره‌ای آندالوزیت - سیلیمانیت یا دگرگونی فشار کم - دمای زیاد که به آن دگرگونی نوع ابوکوما هم می گویند. در این سری، آندالوزیت در حد شیشه‌ها و میکاشیست ولی سیلیمانیت در حد گنیس پدیدار می شود (شکل ۵-۸).
۲. سری رخساره‌ای کیانیت - سیلیمانیت یا دگرگونی فشار - دمای متوسط، این سری را دگرگونی نوع بارو هم می نامند که کیانیت و استرویتد عموماً در حد میکاشیستها، به جای آندالوزیت در نوع ابوکوما) و سیلیمانیت در حد گنیسها به وجود می آید.
۳. سری رخساره‌ای ژادئیت - گلوکوفان یا دگرگونی فشار زیاد - دمای کم که با رخساره تدفینی تطبیق می کند و شامل رخساره‌های ژئولیتی، پرهنیت - پومپلایت و لائوسونیت - گلوکوفان است (شکل ۵-۸)



شکل ۵-۸ رابطه بین تپه‌های دگرگونی و شرایط فشار - درجه دمای متفاوت در مناطق مختلف پوسته زمین.

تیپهای دگرگونی

در سال ۱۹۶۵، وینکلر، اصطلاح تیپهای دگرگونی را به کار گرفت. وی دگرگونی حرارتی را به جای دگرگونی مجاورتی، دگرگونی انباشتی (تدفینی) را به جای سریهای گلوکوفان‌دار نامید و در مورد دگرگونی ناحیه‌ای معمولی، دو نوع در نظر گرفت: یکی نوع ابوکوما که به جای سری آندالوزیت - سیلیمانیت و دیگری نوع بارو که همان سری رخساره دیستن - سیلیمانیت فوق است.

دگرگونی نوع ابوکوما معرف مناطقی با درجه زمین‌گرمایی زیاد و فشار نسبتاً کم است (شکل ۵-۸) و به همین دلیل گاهی اختصاصات دگرگونی مجاورتی در آن بروز می‌کند. دگرگونی نوع بارو معرف فشار و درجه حرارت متوسط است که ابتدا بارو و سپس تیلی در اسکاتلند آن را مطالعه کردند و سری دالراین هم به آن گفته شده است. در جدول زیر تیپهای دگرگونی وینکلر و معادل آنها را مشخص کرده‌ایم.

تیپهای دگرگونی وینکلر	انواع معادل
حرارتی	مجاورتی
تدفینی یا انباشتی	سریهای رخساره لائوسونیت - گلوکوفان
نوع بارو	سری رخساره دیستن - سیلیمانیت
نوع ابوکوما	سری رخساره آندالوزیت - سیلیمانیت

برای آنکه ارتباط بین تیپهای دگرگونی را درک کنیم، از نمودار شکل ۵-۸ استفاده می‌کنیم. در این شکل، علاوه بر منحنیهای تبدیل ژادئیت + کوارتز \rightleftharpoons آل بیت و منحنیهای پایداری سه نوع سیلیکات آلومینیم (دیستن - سیلیمانیت - آندالوزیت)، تغییرات درجات زمین‌گرمایی - فشار در دگرگونیهای مختلف را ملاحظه می‌کنیم. لازم به یادآوری است که این منحنیها براساس پایداری مجموعه کانیهای موجود در هر یک از مناطق دگرگونی ترسیم شده است.

- دگرگونی فشار زیاد که مشخص‌کننده نوارهای دگرگونی در حاشیه قاره‌ها (در سمت اقیانوس) است و به قلمرو تبدیل آل بیت \rightarrow ژادئیت + کوارتز؛ نزدیک است. این همان دگرگونی سریهای گلوکوفان‌دار است.

- دگرگونی فشار متوسط که به آن سریهای دگرگونی نوع بارو هم گفته می‌شود مناطقی را شامل می‌شود که تغییرات درجات زمین‌گرمایی در حدود ۳۰ درجه سانتی‌گراد

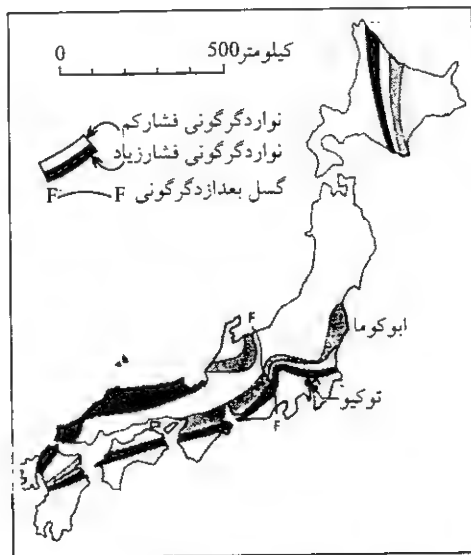
در هر کیلومتر است. با توجه به عبور این منحنی از قلمرو پایداری دیستن - سیلیمانیت، آن را سری دیستن - سیلیمانیت هم گفته‌اند.

- دگرگونی فشار کم که به آن سریهای دگرگونی ابوکوما هم اطلاق می‌گردد، تغییرات درجات زمین‌گرایی بسیار شدید و مشخص نوارهای دگرگونی دوگانه در حاشیه قاره (در سمت قاره‌ها) است. این دگرگونی، مطابق آنچه که قبلاً گفته شد، جزء سری آندالوزیت - سیلیمانیت محسوب می‌شود و همان‌طور که مشاهده می‌کنیم، این منحنی هیچ‌گاه در قلمرو دیستن وارد نمی‌شود.

- منحنی نقطه‌چین (شکل ۵-۸) هم که براساس مجموعه کانیهای دگرگونی در شکاف وسط اقیانوسها ترسیم شده، درجات زمین‌گرایی و فشار این نوع دگرگونی را آشکار می‌سازد.

نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج

همان‌طور که در شکل ۳-۱ ملاحظه کردیم، بین پدیده‌های دگرگونی و پلیت تکتونیک روابط انکارناپذیری وجود دارد که یکی از مهمترین آنها پیدایش نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج در لبه حاشیه‌های مخرب و خاص مناطقی است که سرعت فروانش زیاد باشد (شکل ۵-۹).



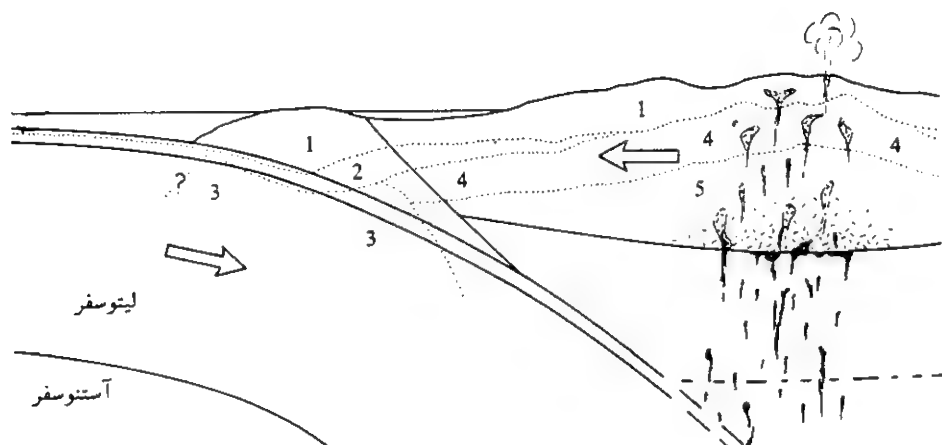
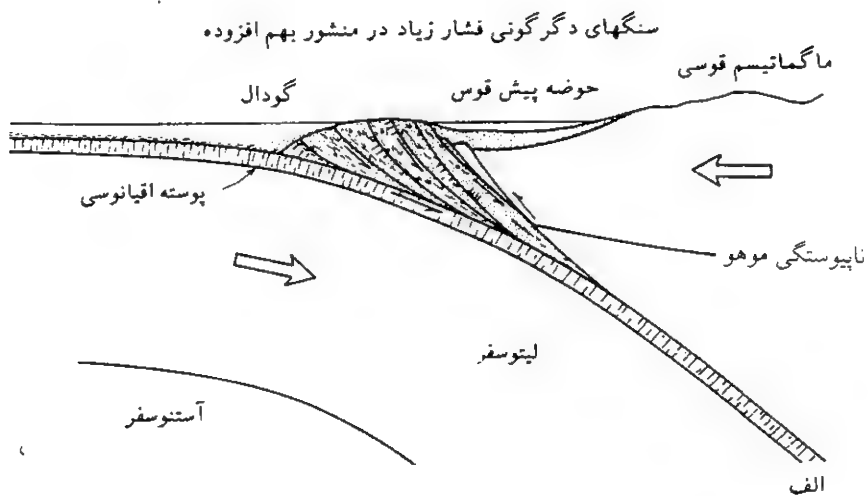
شکل ۵-۹ نوارهای دگرگونی دوگانه در حاشیه صفحات مخرب در غرب اقیانوس آرام که نمونه بارز آن در ژاپن است.

می‌دانیم که در محل فرورائش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای درازگودالی به وجود می‌آید که عموماً فاقد رسوب است. فقدان رسوبات در این نواحی را می‌توان هم به فرو رفتن پوسته اقیانوسی و رسوبات موجود در سطح آن به زیر حاشیه قاره‌ها مربوط دانست و هم بخشی از آن در قسمت قدامی قاره‌ها روی هم فشرده می‌شود و منشورهای به هم افزوده^۱ را به وجود می‌آورد (شکل ۵-۱۰) در همین منشورهای به هم افزوده است که دگرگونی فشار زیاد - دمای کم را می‌توان مشاهده کرد و کمی به طرف داخل، یعنی به سمت قاره، نوار دگرگونی دمای زیاد و فشار کم وجود دارد که مجموعاً نوارهای دگرگونی مزدوج نامیده می‌شوند. این نوارها در حاشیه اقیانوس آرام وجود دارند و در ژاپن میاشیرو (۱۹۶۱ و ۱۹۷۳) به نحو شایسته‌ای آنها را تفسیر و تعبیر کرده است.

از ویژگیهای بارز این نوارها آن است که نوار دگرگونی خارجی (به سمت اقیانوس) با فشار زیاد - دمای کم و نوار دگرگونی داخلی (به سمت قاره) با دمای زیاد و فشار کم مشخص می‌شوند. این دو نوار احتمالاً طی یک حادثه کوهزایی به وجود می‌آیند. ارتباط این نوارهای دوگانه با پلیت تکتونیک را می‌توان به صورت زیر توجیه کرد:

الف) دگرگونی فشار زیاد - دمای کم. همان‌طور که قبلاً گفته شد (فصل اول، شکل ۱-۱۳)، در مناطق فرورائش مقدار جریان دما کم و ناچیز است و در عوض سنگهای این نواحی به علت فرو رفتن لیتوسفر اقیانوسی فشار زیادی متحمل می‌شوند و در نتیجه در شرایط دگرگونی فشار زیاد - دمای کم (شکل ۵-۸) قرار می‌گیرند. لازم به یادآوری است که هرچه سرعت فرورائش زیادتر باشد، لیتوسفر اقیانوسی سرد به زیر قاره کشیده می‌شود و افت دما (شکل ۱-۱۳) زیادتر می‌شود. در حالی که اگر سرعت فرورائش کند باشد، افت دما کمتر خواهد بود و فشار نیز برای دگرگونی فشار زیاد کفایت نخواهد کرد و در نتیجه، دگرگونی فشار متوسط به وجود می‌آید. در این حالت تشخیص دو نوار از هم به آسانی امکان‌پذیر نخواهد بود. به همین دلیل، می‌توان علت فراوانی نوارهای مزدوج را در اقیانوس آرام و نادر بودن آنها را در اقیانوس اطلس به حرکت سریعتر صفحه اقیانوس آرام مربوط دانست. ضمناً نازک بودن صفحه فرورونده و دمای زیاد آن می‌تواند مانع ایجاد دگرگونی فشار زیاد - دمای کم شود.

ب) دگرگونی فشار کم - دمای زیاد. همان‌طور که قبلاً گفته شد، مقدار جریان حرارت در سمت قاره‌ها زیادتر است. بر اثر فرورائش، پوسته اقیانوسی آبدار و رسوبات



1 رخساره زئولیت

2 رخساره پرهنیت - پومپلهایت

3 رخساره شیست آبی

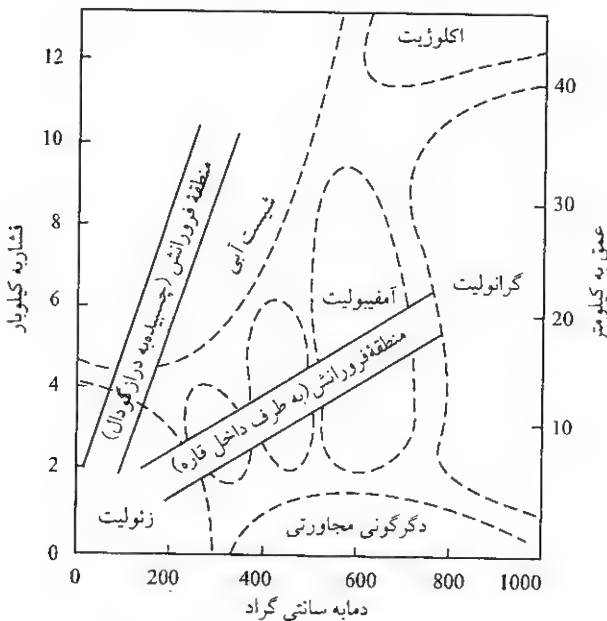
4 رخساره شیست سبز

5 رخساره آمفیبولیت

میگماتیت و ذوب بخشی پوسته

شکل ۵-۱۰ مقاطع فرضی از محل برخورد دو لیتوسفر اقیانوسی و قاره‌ای. در محل فرورانش منشورهای به هم افزوده به وجود می‌آید (شکل الف) که تحت تأثیر دگرگونی فشار زیاد - دمای کم قرار می‌گیرد. در شکل (ب)، توزیع تقریبی رخساره‌های مختلف دگرگونی در منشورهای به هم افزوده (نوار خارجی) و سنگهای دگرگونی همراه با ذوب بخشی را در نوار داخلی ملاحظه می‌کنیم.

روی آن ابتدا بی‌آب می‌شوند. آب مزبور به بخشهای فوقانی لیتوسفر قاره‌ای صعود می‌کند و موجب کاهش دمای نقطه ذوب سنگها و حتی باعث ذوب بخشی آن می‌شود (شکل ۵-۱۰ ب). صعود مواد مذاب، هم در افزایش دما تأثیر می‌گذارد و هم موجب التهاب لیتوسفر قاره‌ای می‌شود. به این ترتیب، لیتوسفر قاره‌ای حالت خمیری به‌خود می‌گیرد و منطقه کم‌فشاری به‌وجود می‌آید که با دمای زیاد خود مشخص است.



شکل ۵-۱۱ رخساره‌های دگرگونی و سری رخساره‌هایی که در هر یک از نوارهای دوگانه دیده می‌شود. این شکل از ادغام شکل‌های ۵-۷ و ۵-۸ ترسیم شده است.

خودآزمایی ۵

۱. پیروفلیت در چه دمایی و از تبدیل کدام کانی به‌وجود می‌آید؟
 الف) ۲۰۰ تا ۳۵۰°C، کانولینیت (ب) ۳۵۰ تا ۵۰۰°C، کانولینیت
 ج) ۲۰۰ تا ۳۵۰°C، آنالسیم (د) ۳۵۰ تا ۵۰۰°C، پومپلایت
۲. کدام مجموعه در درجات (گراد) ضعیف‌تر به‌وجود می‌آید؟
 الف) مجموعه‌ای که کانیهای آن دانه‌ریز و بی‌آب باشد
 ب) مجموعه‌ای که کانیهای دانه‌درشت آن آبدار باشد
 ج) مجموعه‌ای که از کانیهای آبدار ساخته شده باشد

د) مجموعه‌ای که کانیهای آن از کربنات و بی‌آب ساخته شده باشد
۳. ایزوگراد عبارت است از خطوطی روی نقشه و از اتصال نقاطی به دست می‌آید که معرف

الف) ظهور یا ناپدید شدن کانیها (مجموعه‌ای از کانیها) است.

ب) رخساره‌های دگرگونی است.

ج) ترکیب سنگ مادر است.

د) جدا شدن اقسام دگرگونی در یک منطقه معین است.

۴. سریهای گلوکوفان‌دار وینکلر معرف کدام یک از انواع دگرگونی زیر است؟

الف) انباشتی

ب) مجاورتی

ج) ابوکوما

د) بارو

۵. در نوارهای دوگانه، نوار سمت اقیانوس معرف کدام گزینه است؟

الف) دگرگونی فشار زیاد - دمای کم

ب) دگرگونی فشار کم - دمای زیاد

ج) دگرگونی فشار زیاد - دمای زیاد

د) دگرگونی فشار کم - دمای کم

۶. کدام یک از تعبیرهای زیر در مورد رخساره دگرگونی صادق است؟

الف) در یک رخساره دگرگونی ترکیب شیمیایی سنگ مادر متفاوت ولی شرایط ترمودینامیکی یکسان است.

ب) در یک رخساره دگرگونی ترکیب شیمیایی سنگ مادر یکسان ولی شرایط ترمودینامیکی متفاوت است.

ج) در یک رخساره دگرگونی هم ترکیب شیمیایی سنگ مادر و هم شرایط ترمودینامیکی یکسان است.

د) در یک رخساره دگرگونی ترکیب شیمیایی سنگ مادر و شرایط ترمودینامیکی متفاوت است.

۷. ترکیب کانی‌شناسی هر رخساره دگرگونی معین تابع کدام گزینه است؟

الف) درجه دما

ب) ترکیب شیمیایی سنگ مادر

ج) فشار

د) فشار و دما

۸. رخساره ژئولیتی خاص کدام یک از دگرگونیهای زیر است؟
 الف) دگرگونی انباشتی یا تدفینی ب) دگرگونی ناحیه‌ای
 ج) دگرگونی مجاورتی د) دینامیکی
۹. رخساره سانیدینیت در کدام یک از دگرگونیهای زیر به وجود می‌آید؟
 الف) دگرگونی انباشتی یا تدفینی ب) دگرگونی ناحیه‌ای
 ج) دگرگونی مجاورتی د) دگرگونی دینامیکی
۱۰. بوکیت به کدام رخساره تعلق دارد و به چه علت؟
 الف) سانیدینیت و به علت وجود بوکسیت
 ب) سانیدینیت و به علت حضور شیشه ناشی از ذوب
 ج) ژئولیتی و به علت وجود ژئولیت
 د) رخساره آلbit - اپیدوت هورنفلز به علت افزایش دما ولی فشار کم
۱۱. کانیهای عمده رخساره گلوکوفان شست عبارت‌اند از:
 الف) گلوکوفان + آکتینوت + پلاژیوکلاز
 ب) گلوکوفان + لاوسونیت + هورنبلند
 ج) گلوکوفان + لاوسونیت + ژادئیت
 د) گلوکوفان + پلاژیوکلاز + کلسیت + ژادئیت
۱۲. از مهمترین اختصاصات رخساره آمفیبولیت وجود ...
 الف) هورنبلند و پلاژیوکلاز است.
 ب) آکتینوت، ترمولیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز است.
 ج) وجود کانیهای بی‌آب است.
 د) آلbit، اپیدوت و آکتینوت است.
۱۳. این واکنش تعادلی معرف محو رخساره ... و پیدایش رخساره ... است.

$$2 \text{ آب} + 2 \text{ کوارتز} + \text{انستاتیت} \rightleftharpoons \text{آنتوفلیت}$$
 الف) ژئولیتی - پره‌نیت - پومپله‌ایت
 ب) پره‌نیت - پومپله‌ایت - گلوکوفان - لاوسونیت
 ج) گلوکوفان - لاوسونیت - آمفیبولیت
 د) آمفیبولیت - گرانولیتی

۱۴. رخساره نوع ابوکوما معادل کدام یک از موارد زیر است؟

- الف) دگرگونی فشار زیاد - دمای کم
- ب) سری رخساره آندالوزیت - سیلیمانیت
- ج) سری رخساره ژادئیت - گلوکوفان
- د) سری رخساره دیستن - سیلیمانیت

فصل ششم

بافت، ساخت و فابریک سنگهای دگرگونی

مقدمه

ساده‌ترین راه برای نامگذاری سنگهای دگرگونی اضافه کردن پیشوند متا به نام سنگ رسوبی یا آذرین دگرگون‌شده است به شرط آنکه ساخت و بافت اولیه سنگ را بتوان تشخیص داد. مانند متاریولیت که نشان‌دهنده ریولیت دگرگون‌شده و متاگزیوک معرف یک گزیوک دگرگون‌شده است. حتی گاهی از اصطلاح متاسدیمنت یعنی رسوب دگرگون‌شده استفاده می‌شود. مسلماً درجه دگرگونی این سنگها اندک و به‌صورتی است که توانسته‌ایم سنگ مادر را شناسایی کنیم.

گاهی برای مشخص کردن منشأ سنگ از پیشوند ارتو یا پارا استفاده می‌شود. پیشوند ارتو به مفهوم منشأ ماگمایی و پیشوند پارا تعیین‌کننده منشأ رسوبی سنگ دگرگون‌شده است. مثلاً ارتو آمفیبولیت، آمفیبولیتی را مشخص می‌کند که ممکن است از تغییر شکل هر سنگ ماگمایی مانند بازالت یا گابرو، آندزیت یا دیوریت به‌وجود آید، به شرط آنکه در شرایطی قرار گیرد که امکان تشکیل هورنبلند در آن فراهم باشد. به همین ترتیب، اصطلاح پارا گنیس، منشأ رسوبی یک گنیس را مشخص می‌کند.

بین پیشوند متا و پیشوند ارتو و پارا رابطه‌ای وجود ندارد. چنانکه اصطلاح متابازالت شامل سنگهای دگرگونی مختلف (مثلاً سنگهای گلوکوفان‌دار، شیست سبز، آلیت - اپیدوت-هورنفلس، آمفیبولیت، هورنبلند هورنفلس، پیروکسن هورنفلس، اکلوزیت) است که از دگرگونی یک بازالت ولی در شرایط متفاوت به‌وجود می‌آید.

گاهی هم برای نامیدن یک بلور دگرگون‌شده از اصطلاح متاکریست استفاده می‌شود.

با توضیحاتی که در بالا ذکر شد. در بسیاری از موارد لازم است نوع سنگ اولیه را

که به آن پروتولیت هم می‌گویند - مشخص کنیم. این امر به ۳ طریق میسر است: بافت، ترکیب شیمیایی و نوع کانیها.

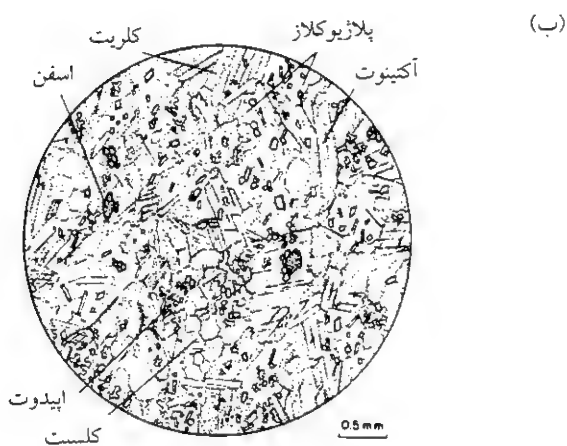
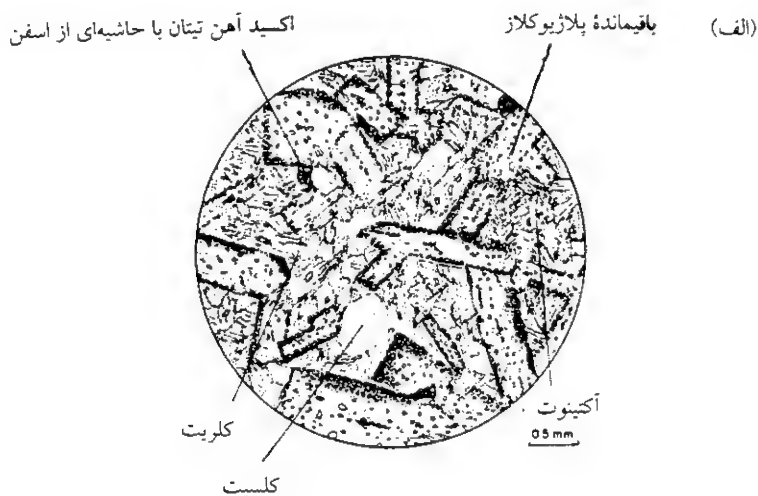
الف) بافت اولیه سنگهای دگرگونی

همان‌طور که قبلاً گفته شد، سنگهای دگرگون‌شده ممکن است منشأ رسوبی یا ماگمایی داشته باشد و حتی ممکن است خود یک سنگ دگرگونی قدیمی باشد. گاهی در این سنگها می‌توان آثار بافت و ترکیب اولیه سنگ را مشخص ساخت و به این ترتیب به نوع سنگ والد پی برد.

بافت قدیمی یک سنگ دگرگون‌شده را - به‌خصوص هنگامی که سنگ تحت شرایط دگرگونی ضعیف قرار گرفته باشد - می‌توان تشخیص داد:

۱. اگر سنگهای آذرین تحت‌تأثیر دگرگونی درجات ضعیف قرار گیرند، کانیهای اولیه آنها به مجموعه‌ای از کانیهای دانه‌ریزتر تبدیل می‌شوند که در حجم کانی اولیه پراکنده‌اند. بنابراین، حدود کانیهای سنگ اولیه تقریباً دست‌نخورده بر جا می‌ماند: مثلاً ممکن است بافت افیتی یک دیاباز تا اندازه‌ای محفوظ بماند ولی پلاژیوکلاز آن به مجموعه‌ای از اپیدوت + سریسیت + آلbit تبدیل شود و پیروکسن هم به‌صورت مجموعه‌ای از آکتینوت + اسفن + کلریت در آید (شکل ۶-۱)، یا در آندزیتها، ممکن است آثاری از بافت پورفیری را ملاحظه کرد (شکل ۶-۲).

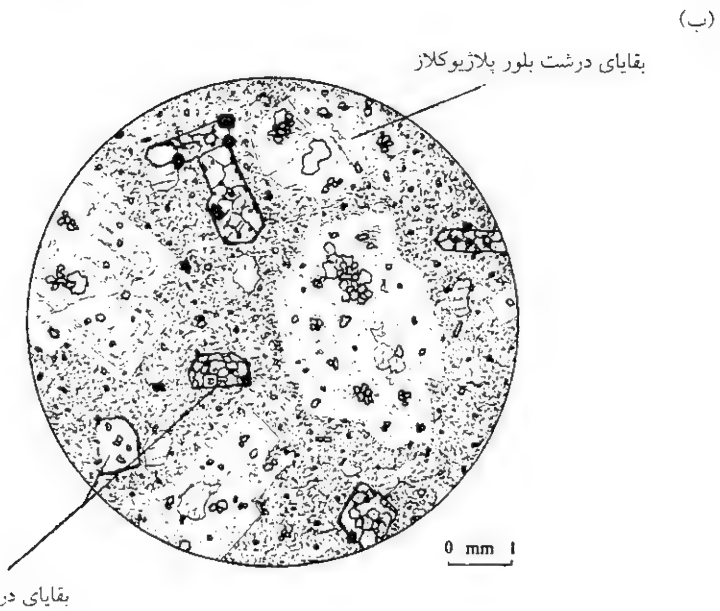
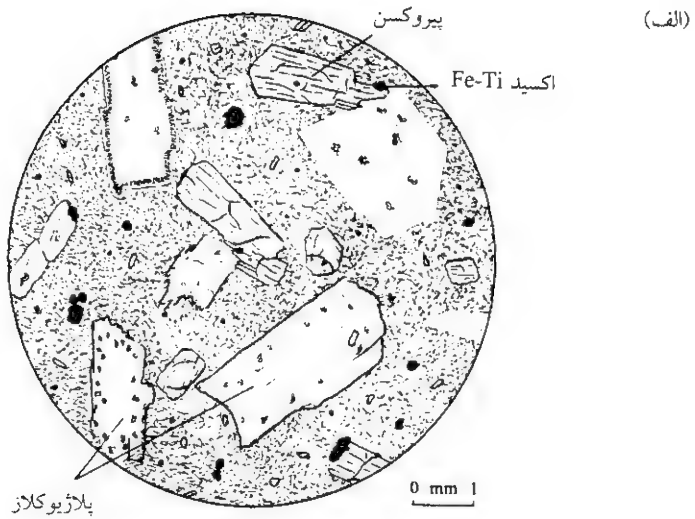
۲. در سنگهای رسوبی، چنانکه می‌دانیم. یکی از علل لایه‌بندی در سنگهای رسوبی، تغییر در ترکیب کانیهای آن است. در این حال، می‌توان با توجه به ظهور کانیهای جدید به لایه‌بندی اولیه سنگ پی برد. در رسوبات کم دگرگون‌شده، آثار لایه‌بندی را می‌توان تشخیص داد و حتی وجود لایه‌بندی تدریجی و چینه‌بندی متقاطع را به اثبات رسانید (شکل ۶-۳ الف). گاهی در یک سنگ تخریبی دگرگون‌شده می‌توان آثار بافت اولیه را حتی پس از دگرشکلی در سنگ مشاهده کرد (شکلهای ۶-۳ و ۵-۶). گاهی در درجات دگرگونی شدیدتر هم می‌توان بافت اولیه یک سنگ دگرگون‌شده را تشخیص داد، مثلاً وجود قطعات دانه‌درشت در زمینه‌ای دانه‌ریزتر، نشانه‌ای از یک کنگلومرای دگرگون‌شده است (شکل ۶-۴). در بعضی موارد می‌توان منشأ پیلولاوایی یک سنگ دگرگون‌شده را آشکار ساخت. لازم به ذکر است که مقاومت سنگهای رسوبی در شرایط یکسان دگرگونی



شکل ۶-۱ دگرگونی حرارتی فزاینده در یک دیاباز که تحت تأثیر فشار همه‌جانبه قرار گرفته باشد.

(الف) دگرگونی درجه ضعیف دیاباز که بافت و کانیهای اولیه آن را می‌توان تشخیص داد، زیرا ظهور و رشد کانیهای جدید، حد و شکل کانیهای قدیمی را تغییر نداده است. پیروکسینهای اولیه جهت‌یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند ولی حالت رشته‌ای پیدا کرده و به آکینوت تبدیل شده‌اند. در آن کانیهای دانه‌ریز کلیت و اپیدوت هم دیده می‌شود. در حاشیه بلورهای اکسید آهن نیز اسفن به‌وجود آمده است. قسمتی از پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار به اپیدوت و میکای سفید تبدیل شده و در قسمت سالم‌تر آن، آلپیت بیشتری وجود دارد.

(ب) سنگ سبز که از دگرگونی شدیدتر همان دیاباز به‌وجود آمده ولی با رشد زیادتر کانیهای جدید، تشخیص حد و مرز کانیها مشکل شده است.



شکل ۶-۲ آثار و بقایای بافت و کانیهای اولیه سنگ
 (الف) مقطع نازک یک آندزیت در زیر میکروسکوپ که در آن درشت‌بلورهای پروکسن و پلاژیوکلاز در خمیره‌ای دانه‌ریز از همین کانیها و اکسیدهای آهن - تیتان و شیشه‌ای دیده می‌شود.
 (ب) آندزیت دگرگون‌شده‌ای که بقایای بافت و کانیها را تا حدی در آن می‌توان تشخیص داد. این سنگ واجد کانیهای دگرگونی درجه ضعیف است.

متفاوت است، چنانکه لایه ماسه سنگی به سختی و لایه پلیتی به سهولت دگرگون می شود (شکل ۶-۳).

ب) ترکیب شیمیایی

ترکیب شیمیایی بیشتر سنگهای دگرگونی مشابه ترکیب شیمیایی سنگ اولیه ای است که از آن به وجود آمده اند. در این مورد باید وجود سازندگان فرار مانند آب، CO_2 ، O_2 و S را استثنا نمود. چنانکه قبلاً گفته شد، دگرگونی ممکن است ایزوشیمیایی باشد، مشروط بر آنکه عناصر سازنده کانیها، تنها در مقیاس دانه ها حرکت کرده باشند. با وجود این، نمی توان با قاطعیت ترکیب شیمیایی سنگ اولیه را آشکار ساخت، زیرا در حالتی که به آن سیستم باز می گوئیم ممکن است مقداری ماده به ترکیب سنگ اولیه اضافه یا از آن کم شده باشد.

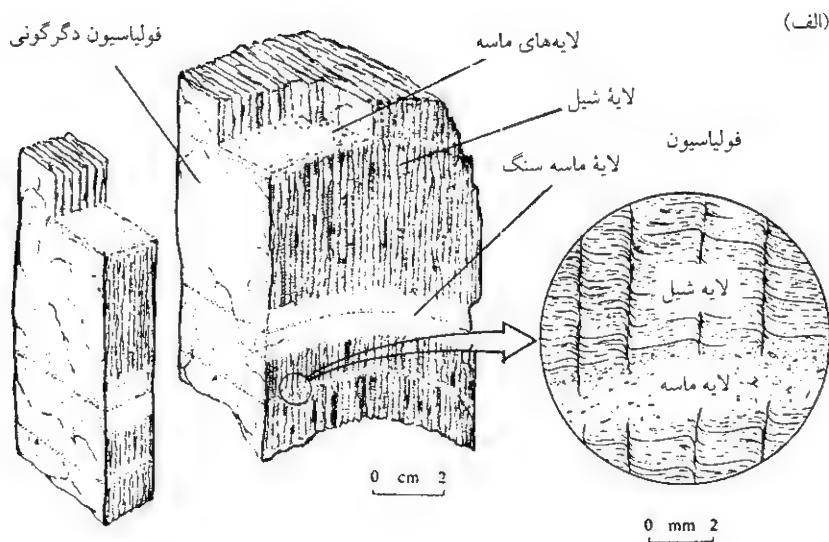
با توجه به آنکه، سنگهای دگرگونی ممکن است از ابتدا منشأ رسوبی یا آذرین و حتی دگرگون شده قدیمی باشد و در مواردی هم باید نقش متاسوماتیسم را در نظر داشته باشیم، بنابراین تعیین ترکیب شیمیایی سنگهای اولیه کار آسانی نیست. ولی در مواردی می توان تا اندازه ای ترکیب شیمیایی را مشخص کنیم چنانکه:

- سنگهای دگرگونی پلیتی که از دگرگون شدن شیلهای سرشار از رس به وجود آمده باشند غنی از آلومین اند که به صورت میکاها و سایر کانیهای آلومین دار (گرونا) در آنها یافت می شوند (شکلهای ۶-۴ و ۶-۷).

- سنگهای کالک سیلیکات نشان دهنده دگرگونی سنگهای کربناتی رس دار یا کوارتزند، ولی ممکن است از متاسوماتیسم سنگهای کربناتی نیز چنین سنگی به وجود آید.

- سنگهای دگرگونی مافیک ممکن است از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک یا رسوباتی که در آنها مقادیر آهن - منیزیم و کلسیم نسبتاً فراوان به وجود آیند.

- نسبت Fe/Mg هر سنگ دگرگونی می تواند عاملی تعیین کننده باشد. در صورتی که یک سنگ منیزیم دار کاملاً سفیدرنگ باشد، احتمالاً منشأ آذرین ندارد. زیرا در سنگهای آذرین (حتی در پریدوتیت) همیشه مقداری آهن همراه منیزیم است. اگر سنگهای منیزیم دار دگرگون شده ای داشته باشیم که رنگ آن سفید باشد، نشانه منشأ غیر آذرین سنگ دگرگونی است. در غیر این صورت، مقدار کمی آهن مانع ایجاد کانی سفیدرنگ در سنگ خواهد بود.



اثر لایه‌بندی در فولیاسیون



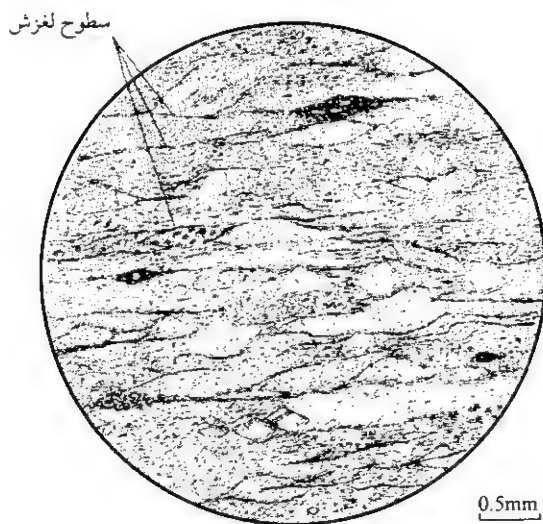
شکل ۳-۶ آثار لایه‌بندی در رسوباتی که تحت دگرگونی درجات ضعیف قرار گرفته است. (الف) آثار لایه‌بندی، که خود از تناوب ماسه‌سنگ و شیل به‌وجود آمده و مجموعاً تحت اثر دگرگونی قرار گرفته و در نتیجه واجد فولیاسیون شده است. (ب) عکس میکروسکوپی از یک شیل دگرگون‌شده که در آن لایه‌بندی اولیه سنگ محفوظ مانده است. ورقه‌های میکا و کلریت در جهت تقریباً موازی با لایه‌بندی اولیه قرار دارند. چینهای کوچک در متن شکل، نشانه دگرگونی دیگری است که فولیاسیون موربی نسبت به لایه‌بندی اصلی به‌وجود آورده است. توجه داشته باشید که در لایه‌های شیلی سرشار از کوارتز به‌علت وفور دانه‌های کوارتز، چینهای کوچک فوق ایجاد نشده است.



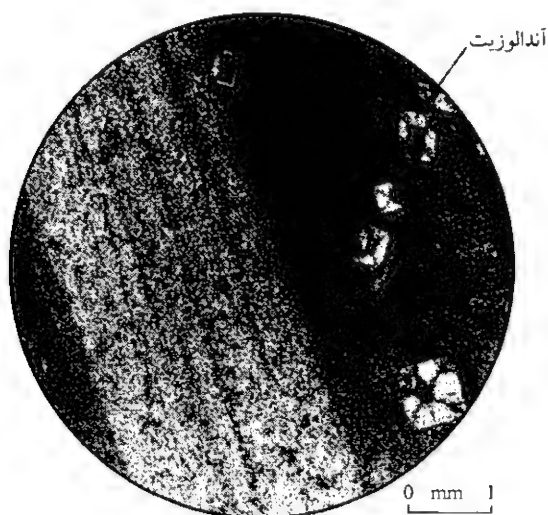
شکل ۴-۶ این شکل حد تماس بین دو لایه پلیتی را در بالا و پسامیتی را در پایین نشان می‌دهد که تحت تأثیر شرایط دگرگونی یکسان قرار گرفته است. ولی در بخش پلیتی، پورفایروبلست استروئید و گارنت حد رخنساره آمفیبولیتی را نشان می‌دهد. ولی در بخش پسامیتی لایه‌بندی سنگ اولیه تا حدی حفظ شده و درعین حال، به‌رغم دگرگونی مشابه، سنگ دانه‌ریز است.



شکل ۵-۶ یک لایه کنگلومرای که ابعاد قطعات سازنده آن چند سانتی‌متر تا متر است تحت اثر دگرگونی قرار گرفته ولی با توجه به جورشدگی بد این قطعات، می‌توان منشأ آن را که نوعی کنگلومرای یخچالی (تیلیت) است مشخص کرد.



شکل ۶-۶ متاگری واک فولیاسیون‌دار که در آن بقایای تخریبی، به‌ویژه کوارتز، پس از تغییر شکل شدید، در سنگ دیده می‌شود. ابعاد دانه‌ها کوچکتر شده و در امتداد لایه‌ها قرار گرفته‌اند.



شکل ۶-۷ لایه‌بندی ضریف اولیه در سنگ پلیتی محفوظ مانده است. در بخش تیره، بلورهای آندالوزیت در زمینه‌ای دانه‌ریز متشکل از بیوتیت + موسکویت + کلریت + کوارتز دیده می‌شود. بخش روشن دانه‌درشت‌تر، فاقد آندالوزیت است. این مسئله نشان می‌دهد که مقدار آلومینیم در این قسمت برای تبلور آندالوزیت کافی نیست.

ج) کانیها

وجود هر یک از این کانیها نشانه غیر آذرین بودن سنگ اولیه است: استرویتید، کلریتوید، آندالوزیت، دیستن، سیلیمانیت، ولاستونیت.

اگر در سنگی دگرگونی مقدار کانیهای زیر از حد معینی تجاوز کند، نشانه غیر آذرین بودن سنگ اولیه است:

اگر کوارتز بیش از ۵۰ درصد در سنگ موجود باشد.

اگر موسکویت بیش از ۲۵ درصد موجود باشد.

اگر گروئای کلسیم‌دار بیش از ۲۵ درصد موجود باشد.

اگر کلسیت بیش از ۲۵ درصد در سنگ وجود داشته باشد (به‌استثنای کربناتیتها).

اگر کائولینیت، مونت‌موریونیت^۱، پیروفیلیت بیش از ۲۵ درصد در سنگ وجود داشته باشند.

بافت و ساخت در سنگهای دگرگونی

اهدافی که در مطالعه میکروسکوپی سنگهای دگرگونی دنبال می‌کنیم باید شامل موارد زیر باشد:

۱. تعیین نوع سنگ قبل از دگرگونی،

۲. تعیین توالی حوادث دگرگونی که منجر به تشکیل بافت و ساخت در سنگ شده است،

۳. تعیین شرایط فشار - دما یا تعیین رخساره دگرگونی،

۴. نامگذاری سنگ.

ولی ابتدا باید با تعاریف بافت و ساخت و فابریک آشنا شویم:

کلمه بافت در سنگ‌شناسی دگرگونی همان مفهومی را دارد که در سنگ‌شناسی

آذرین. و عبارت است از درجه تبلور، شکل و اندازه دانه‌ها و رابطه‌ای که بین آنها در

مقیاس میکروسکوپی وجود دارد.

ساخت

از این کلمه بیشتر در نمونه‌های دستی (در سنگ‌شناسی دگرگونی) استفاده می‌شود و در

آن از ظاهر سنگ، مانند رابطه بین مجموعه کانیها، لایه‌بندی و ریزچینها، صحبت می‌شود.

فابریک

این اصطلاح غالباً مترادف با ساخت به کار می رود و عبارت از بررسی شکل هندسی و ترکیب فضایی کانیهای سنگ دگرگونی است و در واقع شامل بافت و ساخت است. مثلاً، واژه فولیاسیون عبارت از فابریک لایه لایه سنگ است که گاهی شامل روی هم قرار گرفتن موازی کانیهای سازنده سنگ در مقیاس میکروسکوپی و گاهی موازی قرار گرفتن لایه هایی از سنگ است که اولی شامل بافت و دومی شامل ساخت باشد.

اصولاً فابریک سنگهای دگرگونی تابع عوامل زیر است:

- فابریک سنگ اولیه،

- رشد و نمو بلورها در حالت جامد،

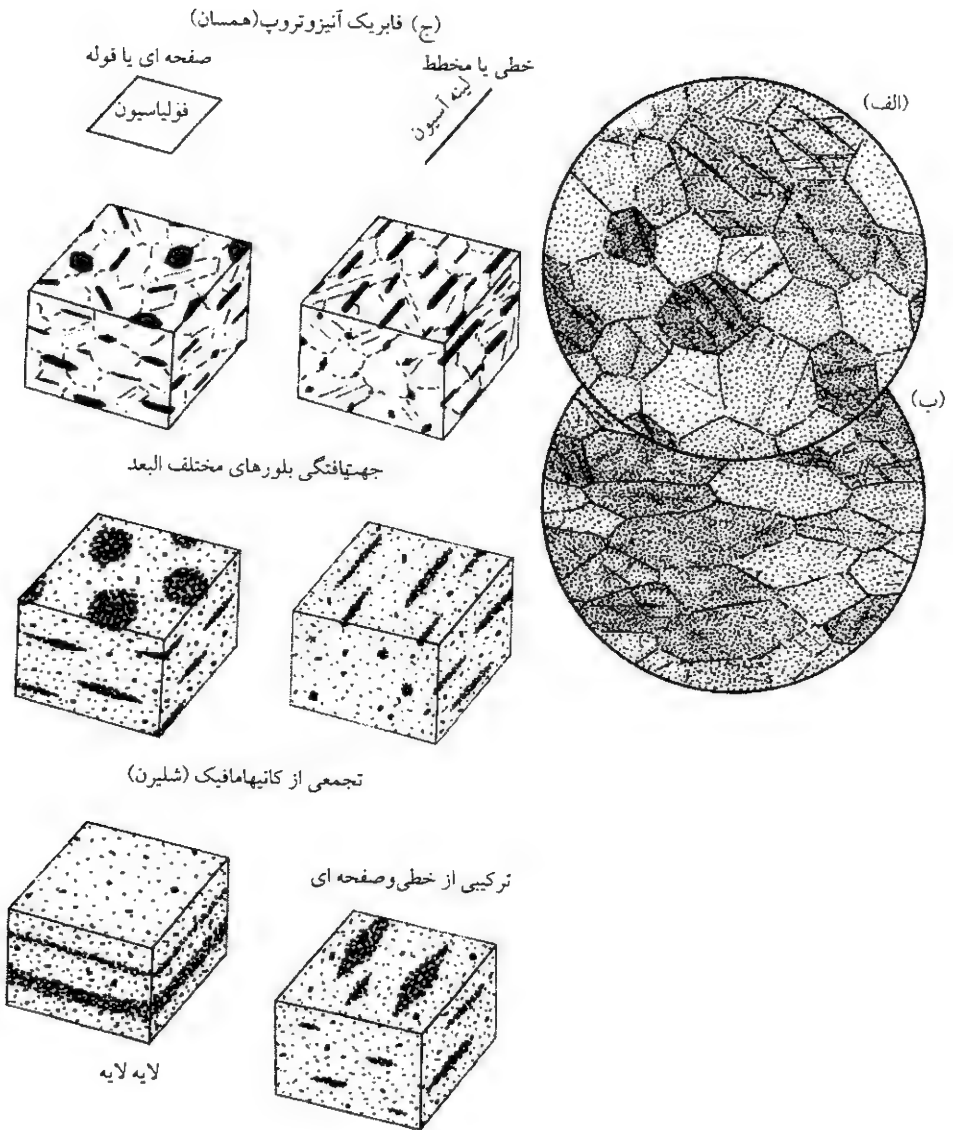
- فرایندهای تغییر شکل سنگها طی دگرگونی،

- نوع تنش (همه جانبه یا غیر همه جانبه)

- ترکیب کانی شناسی سنگ.

در فابریک سنگهای دگرگونی، حد و مرز کانیهای سازنده یا مجموعه ای از کانیها در سه جهت فضایی مورد توجه قرار می گیرد و در نتیجه می توان آنها را به دو دسته تقسیم کرد: فابریک ایزوتروپ (همسان). این فابریک منظره مشخصی ندارد، ولی ابعاد کانیها در تمام جهات فضایی تقریباً یکسان است (شکل ۶-۸ الف). فشار جهت دار در ایجاد این فابریک نقشی ندارد. گاهی در مقیاس روی زمین یا نمونه دستی آن را ساخت ماسیو (توده مانند) هم نامیده اند و می توان آن را فابریک گرانوبلاستی نیز نامید، به خصوص هنگامی که دانه های متساوی البعد به صورت موزائیک پهلوی هم قرار گرفته باشند و اگر کانی نامتساوی البعد مانند میکا در آن وجود داشته باشد به حالت اتفاقی در آن پراکنده است. این فابریک را می توان در حالت توده های نفوذی (دگرگونی مجاورتی) مشاهده کرد.

فابریک انیزوتروپ (ناهمسان). این فابریک بر اثر فشار جهت دار و در نتیجه جریان یافتن سنگ در حالت جامد حاصل می شود (شکل ۶-۸ ب و ج) و خاص سنگهایی مانند اسلیتها، میکاشیستها و گنیسها و ... است. اجتماع کانیهای طویل شده در سنگ به صورتی است که در مجموع جهت یافتگی خاصی در سنگ ظاهر می شود. فابریکهای انیزوتروپ را می توان به انواع صفحه ای، خطی و صفحه ای - خطی تقسیم کرد.



شکل ۶-۸ الف و ب) فابریک ایزوتروپ (الف) و فابریک آنیزوتروپی (ب) در مقیاس میکروسکوپی. می‌توان این دو شکل را فابریک کریستالوبلاستی نامید که هر بلور آن ایدئوبلاست است. شکل الف)، مثال کامل یک فابریک گرانوبلاستی را نیز شامل می‌شود. توجه داشته باشید که در محل اتصال سه کانی، سه زاویه تقریباً ۱۲۰ درجه به وجود آمده است. (ج) اقسام فابریک آنیزوتروپی در مقیاس نمونه دستی: حد و مرز کانیها در جهات مختلف متفاوت است و مطابق شکل به سه دسته تقسیم می‌شوند: صفحه‌ای، خطی و خطی - صفحه‌ای

بلاست^۱. این اصطلاح ممکن است به صورت پیشوند یا پسوند به کار رود. پیشوند بلاست در سنگهای دگرگونی برای مشخص کردن بافت قدیمی سنگ والد به کار می رود. مثلاً بلاستوپورفیری عبارت از سنگ آذرینی است که بافت پورفیری داشته باشد و پس از دگرگونی، این بافت را در آن بتوان تشخیص داد.

اگر کلمه بلاست به صورت پسوند به کار رود، معرف بافتی است که بر اثر دگرگونی در سنگ به وجود آمده است. مثلاً اصطلاح پورفیروبلاستی نشان دهنده بافتی از سنگ دگرگونی است که درشت بلورها (پورفیرها) در زمینه ای دانه ریز قرار دارند و خود در نتیجه دگرگونی به وجود آمده است. با این توضیحات و با استفاده از اصطلاحاتی که در سنگ شناسی آذرین می دانیم از واژه های زیر که معرف شکل کانیهای سنگ دگرگونی است می توان استفاده کرد.

کریستالوبلاست. بلور هر کانی است که در نتیجه دگرگونی به وجود آمده باشد و خود شامل انواع زیر است:

ایدیوبلاستها یا بلاستهای خودشکل: عبارت است از بلاستها (بلورها)یی (در سنگهای دگرگونی) که شکل هندسی داشته باشند (شکل ۶-۸).

هیپیدیوبلاست یا بلاستهای نیمه خودشکل: عبارت است از بلاستهایی که در جهاتی فاقد شکل هندسی باشند.

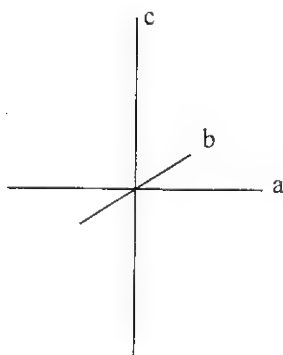
گزنوبلاستها یا بلاستهای فاقد شکل هندسی: بلاستهایی اند که شکل هندسی خاصی در آنها دیده نمی شود.

نماتوبلاستها یا بلاستهای سوزنی شکل: بلاستهای خودشکل یا نیمه خودشکلی اند که مانند سوزن طول شده باشند.

کانیهای تشکیل دهنده سنگهای دگرگونی در هر سیستمی که متبلور شده باشند سه بعد فضایی دارند و براساس آن می توان انواع بلورها را با اصطلاحات زیر مشخص ساخت:

منشوری. وقتی که یک بعد کانی از دو بعد دیگر آن بزرگتر باشد مثلاً امتداد c آن ۳ تا ۵ برابر امتداد a و b باشد (شکل ۶-۹).

سوزنی. شیه منشوری است ولی اختلاف ابعاد فوق در آن خیلی زیادتر است. فراوانی کانیهای سوزنی و گاه منشوری موجب جهت یافتگی خطی در سنگ می شود که به آن نماتوبلاست هم گفته اند.



شکل ۹-۶ محورهای فضایی در کانیا

تینغه‌ای. حالتی است که بلور سه بعد متفاوت دارد و یکی از ابعاد آن بزرگتر از دو بعد دیگر است.

صفحه‌ای. وقتی است که دو بعد بلور خیلی بزرگتر از بعد سوم آن باشد مثلاً در امتداد محور c کوچک ولی در جهات a و b رشد زیادتری دارد به نحوی که a و b در حدود ۳ تا ۱۰ برابر c باشند. فراوانی کانیه‌ای صفحه‌ای (مانند میکا، تالک، کلریت، گرافیت) موجب جهت‌یافتگی موازی می‌شود که به آن فابریک لپیدوبلاستی می‌گویند. عدسی. بلورها عدسی شکل‌اند، یعنی در وسط ضخیم‌تر و در کنارها نازک‌ترند. متساوی‌البعده. ابعاد بلور در جهات مختلف مساوی یا تقریباً مساوی است.

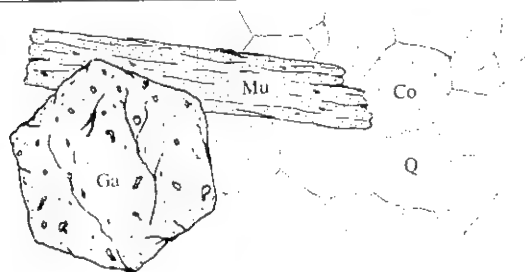
سریهای کریستالوبلاستی

چنانکه قبلاً ذکر شد، اصطلاح کریستالوبلاستی معرف بلورهایی است که در نتیجه تبلور مجدد و رشد بلورها طی دگرگونی حاصل شده باشد. بنابراین می‌توان آن را در مورد بسیاری از سنگهای دگرگونی و حتی در مورد انواعی که با یا بدون جهت‌یافتگی برتر نیز باشند به کار برد و نشانه رشد بلورها در حالت جامد است. همان‌طور که قبلاً گفتیم، اندازه و شکل هر بلور تابع انرژی سطحی و محل نسبی آن در سری کریستالوبلاستی است. سری کریستالوبلاستی معرف درجه خودشکلی کانیه‌ای یک سنگ دگرگونی است و به صورت زیر نوشته می‌شود (جدول ۶-۱) که در آن کانیه‌ای سری بالا نسبت به کانیه‌ای سری پایین میل بیشتر به خودشکلی (ایدیومورفی) از خود بروز می‌دهند (شکل ۶-۱۰).

به نظر می‌رسد هر قدر تعداد یون در یک کانی بیشتر باشد آن کانی به حالت خودشکلی نزدیکتر است. چنانکه ارتوسیلیکاتها که از نظر سازندگان یونی زیاده‌تر و فاصله بین اتمی کمتری دارند در بالای سری قرار می‌گیرند، سپس سیلیکاتها زنجیری و پس از آن انواع صفحه‌ای جای دارند. در آخر سری نیز سیلیکتهایی دیده می‌شوند که دارای شبکه یونی باز و از نوع سه‌بعدی‌اند.

جدول ۶-۱ سریهای کریستالوبلاستی

خودشکلی بیشتر	
↑	
↓	
خودشکلی کمتر	
- اسفن، روتیل، پیریت - گرونا، سیلیمانیت، استرویت، تورمالین - اپیدوت، مانیتیت، ایلمنیت - آندالوزیت، پیروکسن، آمفیبول - میکاها، دولومیت، دیستن (کیانیت) - کلسیت، ایدوکراز، اسکاپولیت - پلاژیوکلاز، کوارتز، کوردیریت	



شکل ۶-۱۰ رابطه بین درجه خودشکلی کانیها و موقعیت آنها در سری کریستالوبلاستی. دو کانی کوردیریت (Co) و کوارتز (Q) در یک ردیف از سری کریستالوبلاستی قرار دارند و هر دو به صورت کانی غیرخود شکل ولی متساوی البعد ظاهر می‌شوند. موسکویت (Mu)، نسبت به این دو کانی، در ردیف بالاتر سری مذکور قرار دارد و نسبت به آنها خود شکل‌تر است و گرونا (Ga)، در ردیف دوم جدول است و بنابراین در مقایسه با آنها خودشکل‌ترین است.

باید در نظر داشته باشیم که استثنائاتی هم در این قانون دیده می‌شود. مثلاً، اسفن در شیشه‌های کلریت‌دار معمولاً به صورت دانه‌های کروی دیده می‌شود در صورتی که محل آن در ابتدای سری کریستالوبلاستی است.

به کمک سریها، کریستالوبلاستی می‌توان منشأ بعضی از سنگها را به دست آورد. مثلاً اگر سنگی فقط از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل یافته باشد و پلاژیوکلاز آن

خودشکل باشد، آنگاه این سنگ منشأ آذرین داشته و باید آن را گابرو یا دیوریت هوازده در نظر گرفت نه سنگ دگرگونی از نوع آمفیبولیت. (چرا؟)

اقسام فابریکهای دگرگونی

فابریکهای دگرگونی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد:

الف) سنگهای بدون جهت‌یافتگی برتر

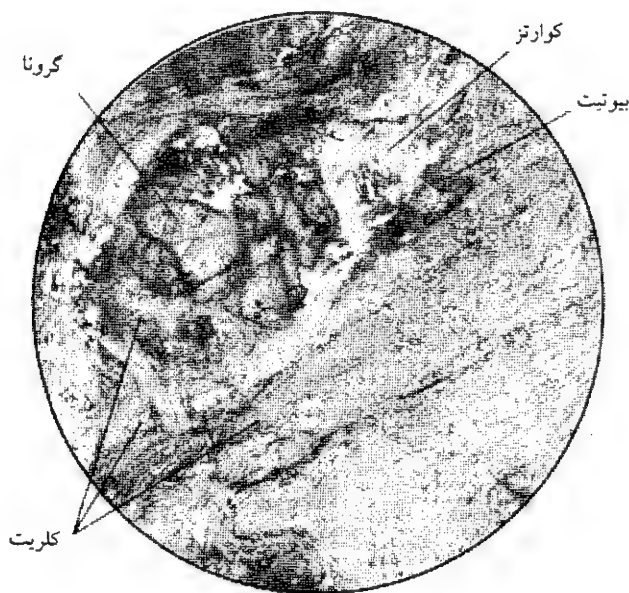
این فابریک عموماً در سنگهایی که از تک کانی تشکیل شده باشند دیده می‌شود. مانند مرمر، کوارتزیت، دونیت‌های دگرگون‌شده و یخ یخچالهای طبیعی، در این حالت با توجه به انرژی سطحی یکسان در بلورها، ابعاد دانه‌ها یک اندازه است. گاهی ممکن است در بلورها جهت‌یافتگی خاصی دیده شود (مانند حالت ب در شکل ۶-۸). چنانکه خواهیم دید در بسیاری از مرمرها به علت حرکت سنگ در حالت جامد بلورهای کلسیت به‌طور بخشی خرد می‌شود و در زیر میکروسکوپ ظاهری طولیل شده دارند (شکل ۷-۱۷). اقسام مهم این فابریک عبارت‌اند از:

۱. فابریک موزائیکی. در زیر میکروسکوپ همانند موزائیکهایی است که در کنار هم چیده شده باشند. فاصله بین دانه‌ها در این فابریک مساوی و دانه‌ها متساوی‌البعد و مرز بین آنها مستقیم‌الخط است (شکل ۶-۸ الف) یا کمی انحنا دارد. این فابریک را گرانوبلاستی هم می‌گویند.

۲. فابریک درهم رفته یا مضرّسی. عبارت از فابریکی متشکل از دانه‌های مساوی هم و متساوی‌البعد و گاهی عدسی است. مرز دانه‌های مجاور غیرمنظم و مضرّسی و درهم رفته‌اند.

۳. فابریک کریستالوبلاستی. فابریکی از یک سنگ دگرگونی تجدید تبلور یافته است (شکل ۶-۸ الف و ب).

۴. فابریک پورفایروبللاستی. در بعضی از سنگهای دگرگونی، بلورهای بزرگ (یعنی پورفایروبلاست یا متاکریست) در زمینه‌ای از کانیهای کوچکتر و دانه‌ریزتر قرار دارند. کانیهایی که عموماً به‌حالت پورفایروبلاست دیده می‌شوند عبارت‌اند از گرونا (شکل ۲-۱۳ و ۶-۱۱)، دیستن (کیانیت)، استروئید، آندالوزیت، کوردیریت. آلپیت، این امر به شبکه تبلور این کانیها و انرژی سطحی زیاد آنها نسبت به کانیهای مجاور وابسته است.



شکل ۶-۱۱ متاکریستهای (پوفیروبلاستهای) گرونا در یک میکاشیست پلینی در زمینه‌ای از کوارتز + بیوتیت + کلریت. قسمتی از بلور گرونا به کلریت تبدیل شده است.

۵ فابریک پوئی کیلوبلاستی. گاهی در داخل پورفیروبلاستها، انکلوزیونهایی از کانیهایی کوچکتر دیده می‌شود (شکل ۲-۱۴). در این حالت تصور می‌شود که بلور درشت، در محیط ریزبلورها رشد کرده و نتوانسته است آنها را در خود هضم نماید و در نتیجه آن را در خود وارد نموده است (شکل ۲-۱۳). گاهی ممکن است انکلوزیونهای مزبور قبل از آغاز دگرگونی در کانی درشت‌تر وجود داشته باشد. در بعضی حالات، انکلوزیونها ممکن است از دگرسانی کانی اصلی به وجود آید مانند سیریسیتی شدن فلدسپارها یا کلریتی‌شده گرونها که در حالت اخیر اصطلاح پوئی کیلوبلاست را نباید به کار گرفت.

ب) سنگهای دارای جهت‌یافتگی برتر و مشخص

در بسیاری از سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، جهت‌یافتگی برتر وجود دارد. یعنی کلیه بلورها تقریباً در امتداد فابریک سنگ به‌طور موازی قرار می‌گیرند و کم و بیش با هم موازی‌اند. جهت‌یافتگی بلورها ممکن است به دو صورت صفحه‌ای (در امتداد یک

صفحه کم و بیش موازی) و خطی (در امتداد خطوط کم و بیش موازی) دیده شود.

۱. جهت‌یافتگی یا فابریک صفحه‌ای

جهت‌یافتگی صفحه‌ای را شیستوزیته یا فولیاسیون می‌گویند و عبارت از ساخت صفحه‌ای موازی در سنگهای دگرگونی است که موجب تورق نسبتاً آسان سنگ در همین امتداد می‌شود. در بیشتر سنگهایی که بر اثر دگرگونی دینامیکی یا ناحیه‌ای تغییر شکل یافته باشند، می‌توان شیستوزیته را رؤیت کرد. می‌توان کلیواژ (تورق) اسلیتی در اسلیتها و تورق صفحه‌ای در میکاشیستها و فولیاسیون نامنظم در شیستهای کوارتز و فلدسپاردار را که گاهی به آن ساخت گنسی هم می‌گویند جزء شیستوزیته محسوب کرد. بعضی از سنگ‌شناسان اروپایی شیستوزیته را «سطوح S» هم نامیده‌اند که باید در به‌کارگیری آن دقت نمود، زیرا این اصطلاح در مورد هر سنگی (دگرگونی و غیر آن) که دارای سطوح موازی و صفحه‌ای باشد (مثلاً کلیواژ) به کار برده می‌شود. حالات مختلف جهت‌یافتگی صفحه‌ای عبارت‌اند از:

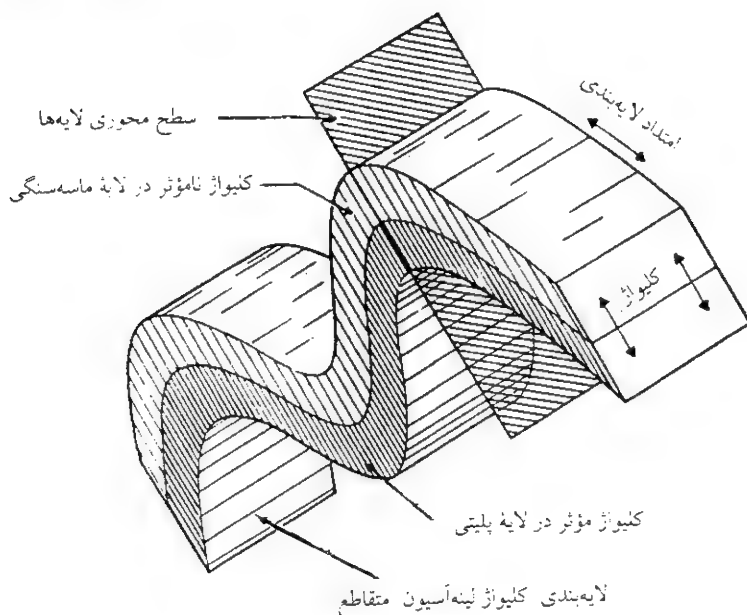
کلیواژ عبارت از سطوح موازی شکستگی نزدیک به هم در یک سنگ دگرگونی دانه‌ریز است و خود حالات مختلف دارد:

کلیواژ شکستگی یا کلیواژ درزه‌ای. سنگ در نتیجه لغزش مکانیکی به‌صورت ورقه‌های ظریف درمی‌آید. در این حالت توازی کانیها وجود ندارد و تنها شکستگیهای بسیار ریز و به‌هم‌فشرده موجب تورق سنگ شده است، مانند حالتی که در میلونیتها دیده می‌شود.

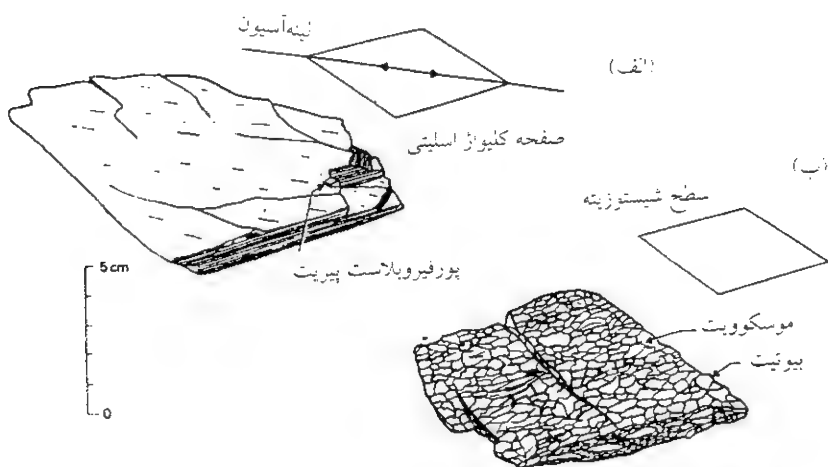
کلیواژ اسلیتی. این کلیواژ در سنگهای آفانیته بروز می‌کند و به‌علت قرار گرفتن کانیهای ورقه‌ای به موازات سطح کلیواژ، جلای خاصی در این سطح به‌وجود می‌آید. این کلیواژ نیز در نتیجه عوامل مکانیکی در سنگهای دگرگونی ظاهر می‌شود.

در سنگهای رسوبی چین‌خورده، فولیاسیون یا شیستوزیته با سطح محوری چینها و لینه‌آسیون کانیها نیز با محور این چینها تطبیق می‌کند (شکل ۶-۱۲).

کلیواژ جریان‌ی. در واقع باید آن را کلیواژ اسلیتی نامید و تفاوت آن با کلیواژ اسلیتی تورق آسانتر در امتداد سطوح کلیواژ است. به‌علاوه، می‌توان توازی کانیهای میکایی را با چشم غیرمسطح هم دید که نشان‌دهنده پهن‌شدگی کانیهای سنگ در سطح تورق است. به دو کلیواژ اخیر، کلیواژ قبل از تبلور هم می‌گویند.



شکل ۶-۱۲. تفاوت بین لایه‌بندی رسوبی و کنیواژ در یک اسلیت. اگر در چین چین خوردگی رسوبات، کنیواژ اسلیتی به وجود آید، کنیواژ اسلیتی مطابق طرح فوق معمولاً با سطح محوری چین موازی و هم‌جهت است. چنانکه در شکل بالا ملاحظه می‌کنیم کنیواژ در لایه پلیتی به مراتب ضریفتر و مؤثرتر از لایه ماسه‌سنگی است. این شکل را با شکل ۶-۴ مقایسه کنید.



شکل ۶-۱۳. تفاوت بین کنیواژ اسلیتی (الف) و شستوزیته با توجه به ظاهر سنگ. در شکل (الف) خط‌چین، نینه‌آسیون را هم نشان می‌دهد. در شکل (ب) کانیاها درست‌تر و قابل تشخیص‌اند.

کلیواژ خطی. کلیواژی است که در نتیجه آن سنگ به صورت بخشهای قطعات باریک ولی طویل ظاهر می‌شود (لینه‌آسیون). علت ایجاد آن نیز تقاطع دو امتداد کلیواژ (شکل ۶-۲۳) یا تقاطع یا یک امتداد کلیواژ با یک سطح لایه‌بندی است یا ممکن است از توازی کانیهای سوزنی به وجود آید (شکل ۶-۲۴).

شیستوزیته یا فابریک شستی. همان‌طور که در بالا ذکر شد، شیستوزیته ساختی از سنگ است که خرد شدن و شکستن در آن به صورت ورقه‌ها و صفحات موازی به آسانی انجام می‌شود. این عمل اصولاً در نتیجه عملکرد فشارهای جهت‌دار انجام می‌گیرد. به استثنای کلیواژ خطی یا لینه‌آسیون، کلیه حالاتی که پیشتر درباره کلیواژ بیان کردیم شیستوزیته بود، ولی اصولاً این کلمه را در مورد شیستها به کار می‌برند و آن عبارت از فابریک صفحه‌ای شکلی است که در سنگهای فانریتی (یعنی انواعی که کانیهایی آن را با چشم غیرمسلح می‌توان رؤیت کرد) در نتیجه توازی کانیهای صفحه‌ای، منشوری یا عدسی شکل ایجاد می‌شود. در این سنگها، کانیهای ورقه‌ای مانند میکاها، کلریتها، تالک، گرافیت، هماتیت و ... به صورت موازی قرار می‌گیرند و در نتیجه شیستوزیته به وجود می‌آیند.

فولیاسیون. اصطلاح فولیاسیون را در بیشتر موارد معادل شیستوزیته به کار می‌برند، ولی اصولاً هنگامی که از اصطلاح فولیاسیون استفاده می‌شود منظور نوعی شیستوزیته جریانی است که افزایش دما با تبلور مجدد کانیها همزمان باشد. در این حالت، کانیهای جهت‌یافته‌ای به وجود می‌آید که غالباً در امتداد سطوح بزرگ خود در جهت شیستوزیته قرار می‌گیرند. بنابراین، سنگ از نظم ورقه‌های متناوب کانیها برخوردار است و اصطلاح بلور لایه نیز همین مفهوم را دربردارد. بنابراین دست‌کم با کلیواژ شکستگی متفاوت است.

می‌دانیم که شیستوزیته تابع شرایط فشار و دما است. بنابراین، در یک منطقه دگرگون‌شده می‌توان کلیواژ شکستگی را در بخشهای فوقانی، شیستوزیته یا کلیواژ جریانی را در قسمت‌های میانی و فولیاسیون را در قسمت‌های عمیق‌تر ملاحظه کرد. باید توجه داشته باشیم که پیدایش شیستوزیته جریانی (به عبارت دیگر شروع جریان) در سنگهای مختلف متفاوت است. بنابراین، اگر لایه‌هایی از رسوبات روی هم قرار داشته باشند و تحت تأثیر عوامل تکتونیکی تقریباً مشابه قرار گیرند ممکن است بعضی

شیستوزیته نداشته باشند (ماسه‌سنگها) و بعضی ممکن است دارای شیستوزیته جریان‌ی باشند (مانند رسوبات پلیتی).

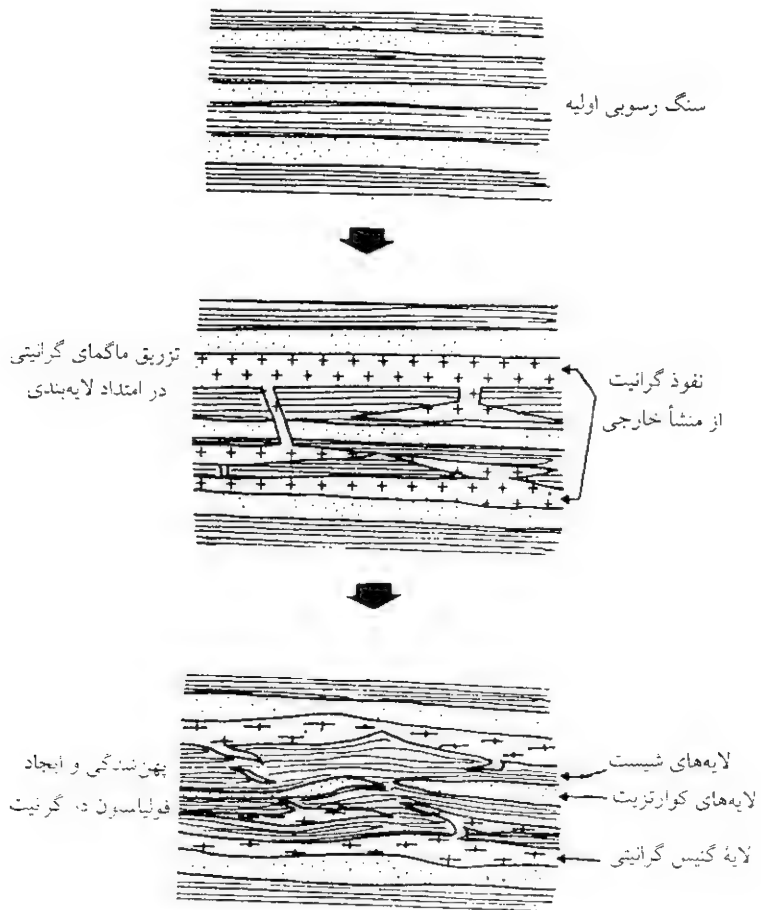
۲. فابریک نواری

سنگ در این فابریک به صورت نوارهای موازی ظاهر می‌شود و ترکیب کانیهای هر نوار نسبت به نوار مجاور متفاوت است. این عمل ممکن است در نتیجهٔ تفریق دگرگونی، رشد بلورهای دانه‌ای، اختلاف در ترکیب لایه‌های سنگ مادر باشد و انواع آن عبارت‌اند از:

فابریک گنیسی. نوعی فابریک نواری است که از نوارهای متناوب روشن و تیره‌رنگ تشکیل شده باشد. این سنگها دانه‌درشت‌اند و در نمونهٔ دستی و مقاطع میکروسکوپی به آسانی تشخیص داده می‌شوند. نوارهای روشن معمولاً از کانیهای کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند و فابریک موزائیکی دارند. در صورتی که نوارهای تیره ممکن است از نوع پیروکسن (در گنیسهای پیروکسن‌دار)، آمفیبول یا میکا (در گنیس معمولی) باشد. ضخامت نوارها متغیر است و ممکن است در حد میلی‌متر تا حد متر یا بیشتر باشد. فرضیه‌های مختلفی دربارهٔ نوارهای گنیسی و نحوهٔ تشکیل آنها ابراز شده که اهم آنها عبارت‌اند از:

- بعضی آن را نتیجهٔ لایه‌بندی اولیهٔ سنگ تصور می‌کنند (مثلاً لایه‌بندی در سنگهای رسوبی یا انواع آذرین لایه‌لایه) تحت تأثیر درجهٔ دگرگونی شدید قرار گرفته باشد.
- بعضی وجود آن را به تزریق لایه‌های نازک ماگمای گرانیتی مربوط می‌دانند که در داخل سطوح شیستوزیته تزریق شده است (شکل ۶-۱۴). گنیسی که به این طریق به وجود می‌آید گنیس تزریقی نامیده می‌شود.

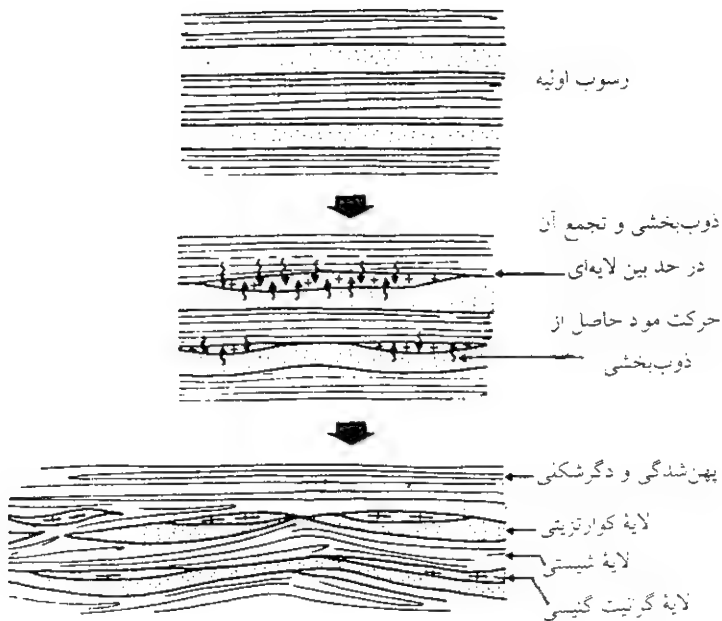
- در فرضیه‌ای دیگر تصور می‌شود که لایهٔ گرانیتی از ماگما تزریق نشده، بلکه از ذوب بخشی رسوبات به وجود آمده است (شکل ۶-۱۵). اصولاً لایه‌های سرشار از کوارتز و فلدسپار زودتر از لایه‌های میکا وارد ذوب می‌شود. این امر ممکن است به وجود آب بین لایه‌ای در ارتباط باشد که موجب سهولت عمل ذوب می‌گردد. (در این حالت باید تصور کرد که آب بین لایه‌ای، بر اثر گرما ابتدا بخار می‌شود و فشار بخاری به وجود می‌آورد که در ذوب لایه‌های کوارتز و فلدسپار بی‌آب مؤثر است). این قبیل سنگها در حد دگرگونی درجهٔ شدید به وجود می‌آیند که میگماتیت حالتی از آن است.



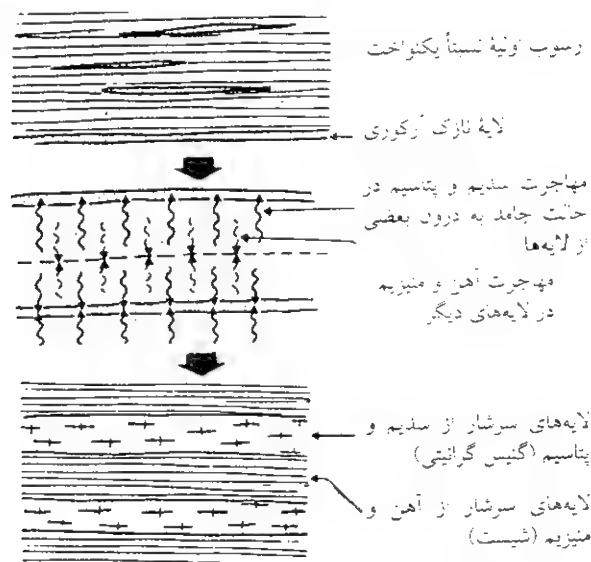
شکل ۶-۱۴ مراحل متوالی تشکیل گنیسهای نواری بر اثر توريق ماگمای گرانیتی.

- به عقیده برخی دیگر، حالت نواری ممکن است به مهاجرت بعضی از ترکیبات طی دگرگونی مربوط باشد مثلاً یونهای پتاسیم، سدیم و سیلیسیم ممکن است به داخل لایه‌ها وارد شود و آنها را به فلدسپار تبدیل کند و آهن و منیزیم وارد لایه‌هایی می‌شود که سرشار از کانیهای تیره است. این سازوکار شیمیایی را «تفریق دگرگونی» می‌گویند که مراحل آن در شکل ۶-۱۶ نشان داده شده است.

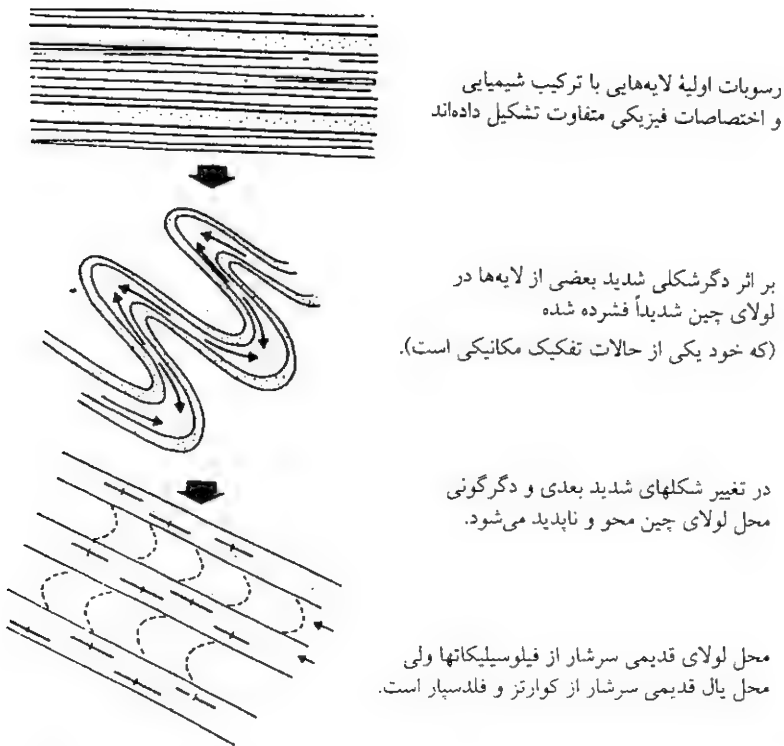
- نوعی دیگر از گنیس، نواری بر اثر تفریق مکانیکی و مطابق شکل ۶-۱۷، در هنگام دگرشکلی شدید لایه‌های رسوبی و تفکیک کانیها انجام می‌شود. باید خاطر نشان کرد که در بسیاری از حالات، منشأ نوارهای گنیسی را نمی‌توان با قاطعیت مشخص کرد.



شکل ۱۵-۶ مراحل تشکیل گنیسهای نواری بر اثر ذوب بخشی و بر جای سنگ



شکل ۱۶-۶ مراحل متوالی تشکیل گنیسهای نواری بر اثر تفريق دگرگونی



شکل ۶-۱۷ مراحل متوالی تشکیل گنیسه‌های نواری بر اثر تفکیک مکانیکی طی چین خوردگیهای ایزوکلینال

۳. فابریکهای حاصل از خردشدگی در نتیجه عملکرد دگرگونی دینامیکی

هنگامی که سنگ تحت تغییر شکل ناشی از تنش قرار گیرد کانیهای سازنده ممکن است به‌طریق شکننده که منجر به ایجاد شکستگی در سنگ می‌شود یا به‌طریق شکل‌پذیر تغییر شکل یابد (فصل دوم). وانگهی مقاومت تمام کانیها در تغییر شکل یکسان نیست و به‌همین دلیل، تغییر شکل کانیها به‌طور همزمان انجام نمی‌شود. حالات مختلف این فابریک عبارت‌اند از:

فابریک میلونیتی. سنگ از اجتماع قطعات دانه‌ریزی تشکیل شده که خود در نتیجه خردشدن مکانیکی سنگها - بدون آنکه تبلور مجدد در کانیهای اولیه آن صورت گیرد - به‌وجود آمده است. معمولاً قطعات خردشده در نوعی سیمان بسیار دانه‌ریز به‌هم متصل‌اند (شکل ۶-۱۸). اگر دانه‌های سنگ نامساوی باشد، در این صورت عموماً دو نوع دانه‌های درشت و ریز با هم دیده می‌شوند، این حالت ممکن است یا در نتیجه تبلور مجدد سنگهایی به‌وجود آید که از دو یا چند کانی متفاوت تشکیل شده یا در نتیجه

خردشدن مکانیکی ناقص سنگهاست که در پیدایش قطعات دانه درشت در زمینه دانه ریز مؤثر بوده است. در این حالت به آن بافت ساروجی می گویند (شکل ۷-۱۳).

فابریک چشمی. این فابریک که در گنیسها و سنگهای دگرگونی فولیاسیون دار دیده می شود فابریکی است که در آن بعضی کانیها نظیر فلدسپار، کوارتز یا گرونا به صورت اشکال عدسی مانند (یا بیضی) درمی آید و در مقاطع شبیه چشم است. چشمها معمولاً نسبت به دانه بندی سنگ درشت تر است و به صورت موازی درون کانیهای جهت یافته دانه ریز قرار دارند (شکل ۶-۲۰).

فابریک کاتاکلاستی. نوعی فابریک میلونیتی است که در نتیجه خردشدگی طی دگرگونی دینامیکی به وجود می آید و در بیشتر موارد بدون جهت یافتگی برتر است. اگر در چنین سنگهایی درشت بلورها (پورفیرها)ی خردشده در متن دانه ریز قرار داشته باشند، آن بلورها را پورفیروکلاست می نامند (شکل ۶-۱۹).

فابریک فلیزر. این فابریک نیز در سنگهایی دیده می شود که تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته باشند. در این حالت به علت جریان یافتن سنگ توده های عدسی شکل یا لایه اولیه یا کانیهای دانه ای نسبتاً سالم سنگ در خمیره ای از قطعات شدیداً خردشده محاصره می شود. قطعات درشت را چشمهای کلاستی و مجموعه را فابریک فلیزر می گویند (شکل ۶-۲۱). تفاوت آن با فابریک چشمی (شکل ۶-۲۰) در آن است که در فلیزر سیمان و قطعه بلورهای درشت از نوع کلاستی است، زیرا اگر ماده سیمان از جنس کلاست باشد چشمها نیز از نوع کلاستی خواهند بود. خاطرنشان می کنیم که مراحل حد واسطی بین فابریک کاتاکلاستی و فلیزر وجود دارد.

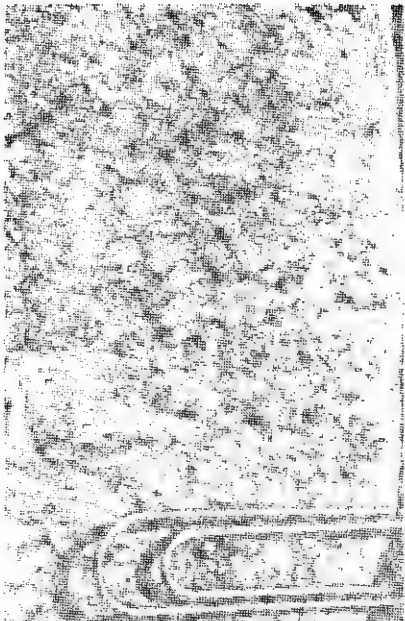
ساخت بودین^۱ یا فابریک سوسیسی. این اصطلاح به فابریکی اطلاق می شود که ستونهای موازی با مقاطع عدسی شکل (که معمولاً به هم پیوستگی مختصری دارند) در سنگ ظاهر شود. این فابریک وقتی به وجود می آید که سنگی مقاوم در داخل طبقات نامقاوم قرار گیرد و مجموعاً تحت تأثیر نیروهای کششی واقع شود.

۴. لینه آسیون^۲

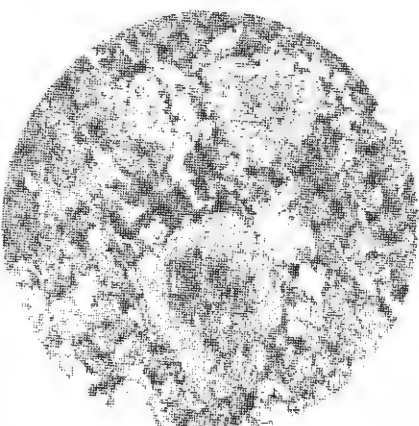
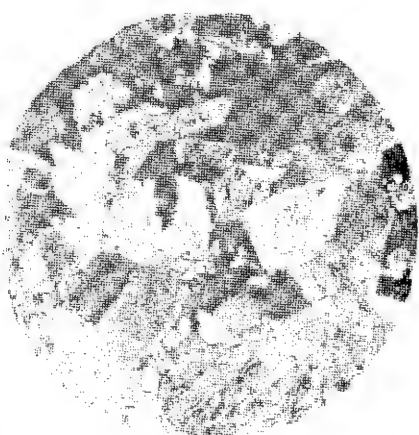
در حالت کلی، لینه آسیون یک رازۀ توصیفی و برای هر نوع ساخت خطی در درون یا



(الف)

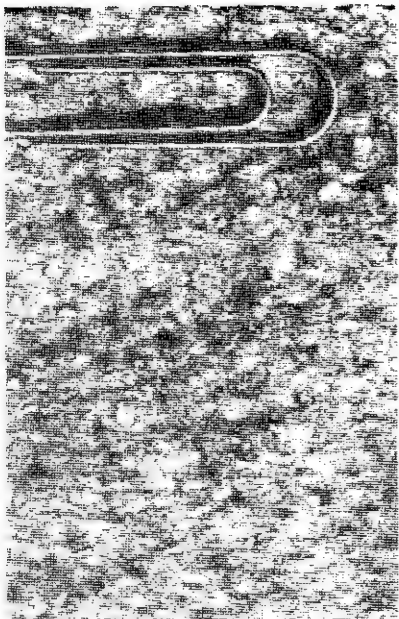


(ب)

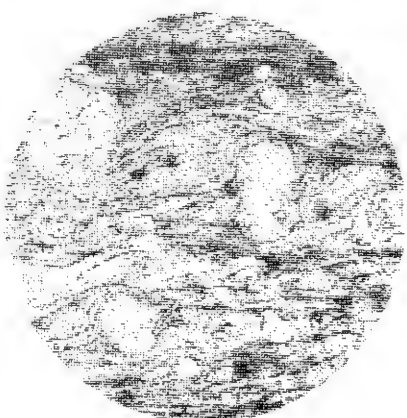


شکل ۱۸-۶ مراحل مختلف میانه‌زنی شدن یک سنگ گرانیتی
الف) سنگی که نسبت اولیه در سمت راست و مقطع میکروسکوپی آن در سمت چپ دیده می‌شود.
ب) نمونه دستی یک میلریت که در آن خطواره‌های موازی به وجود آمده است. در مقطع میکروسکوپی این نمونه، آثار دیگر شکلی در خمیره

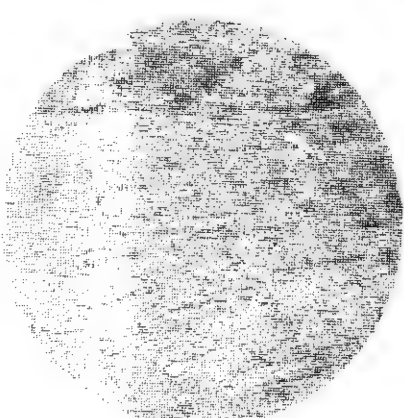
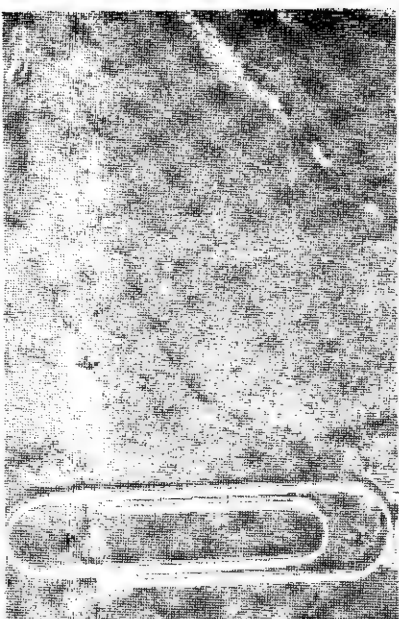
دانفریز و حوضی بلورهای دانفریزت به وضوح دیده می‌شود.



(ا)

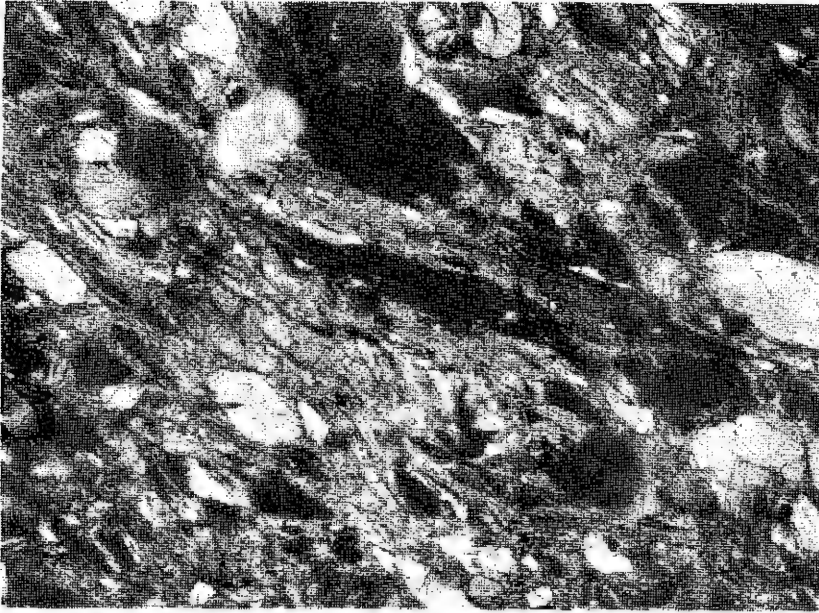


(ب)

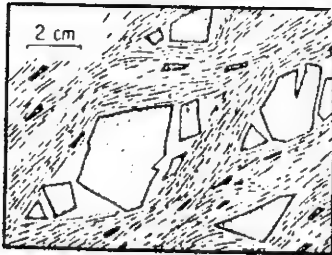


ادامه شکل ۸-۶

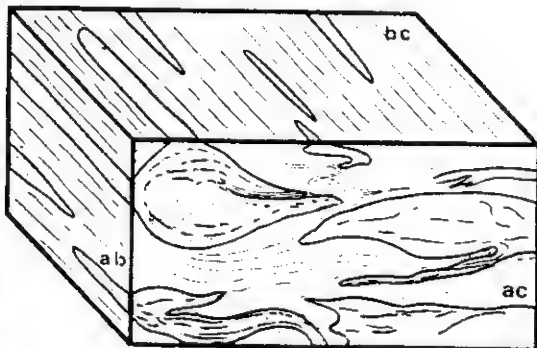
ج: در شکلی شدیدتر در یک میلونیت دالوریز که در آن فلدسپار دانه درشت هم وجود دارد.
 د: میلونیت بسیار دالوریز و یکفراخت که در نمونه دستی شبیه اسلیت است. به کمک چند دانه کربنیک باقیمانده‌ای که در مقطع نازک دیده می‌شود می‌توان به جریان بافتی خمیری آن پی برد.



شکل ۶-۱۹ پریدوتیت میلونیتی شده - پورفیروکلاست اولیوین و پیروکسن‌اند که بعضی در جهت خردشدگی به قطعات دانه‌ریز، زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. این سنگ را می‌توان یک پروتومیلونیت نامید (نور پلاریزه ۷ برابر).

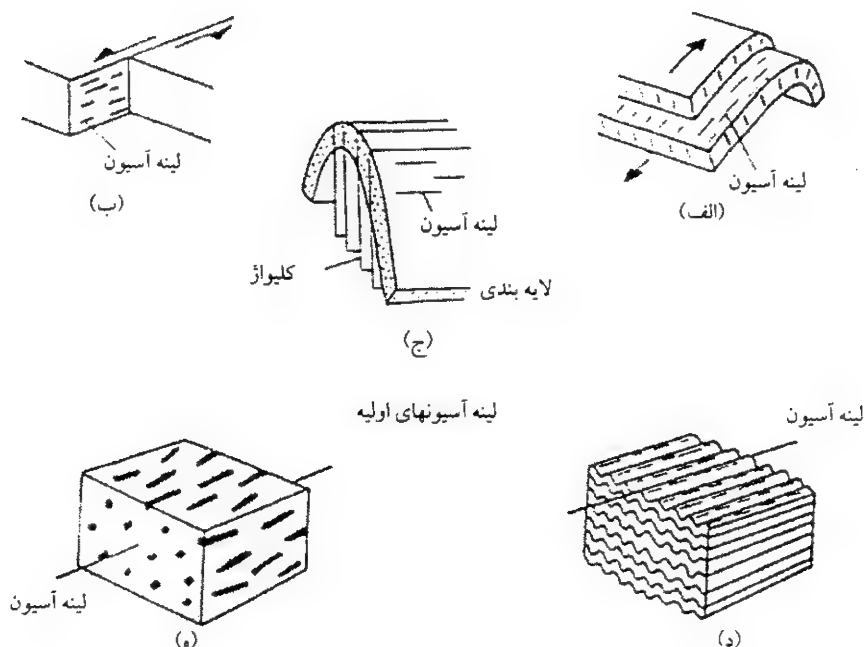


شکل ۶-۲۱ چشمه‌های کلاستی با فابریک فلیزر این شکل را با شکل ۶-۲۰ مقایسه کنید.



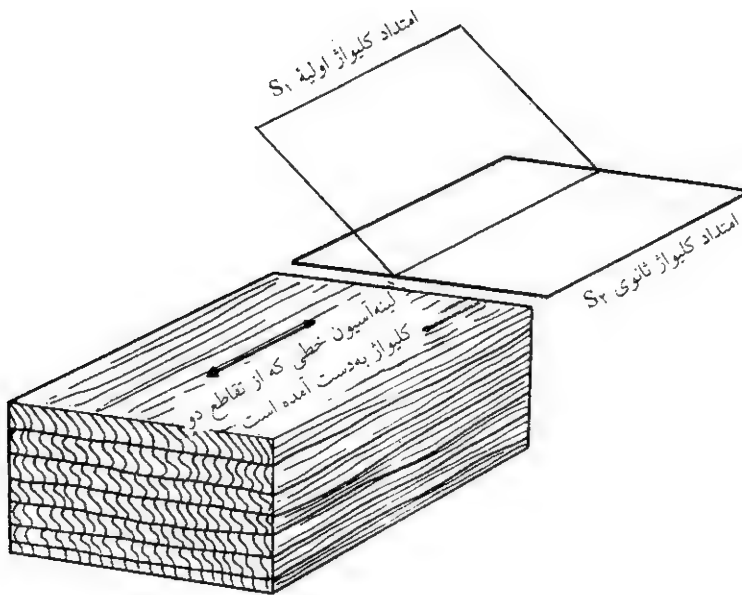
شکل ۶-۲۰ چشمه‌های پلاستی یا فابریک چشمی. در اینجا چشمه‌ها از تغییر شکل فلدسپار به وجود آمده‌اند.

سطح سنگ به کار می رود و خود به نوع اولیه و ثانویه تقسیم می شود. نوع اولیه آن بر اثر فرایندهای آذرین و یا رسوبی (شکل ۶-۲۲ الف، ب و ج) و نوع ثانویه بر اثر دگرشکلی و دگرگونی حاصل می شود (شکل ۶-۲۲ د و ه). در سنگهای دگرگونی تنها حالت اخیر مورد نظر است.

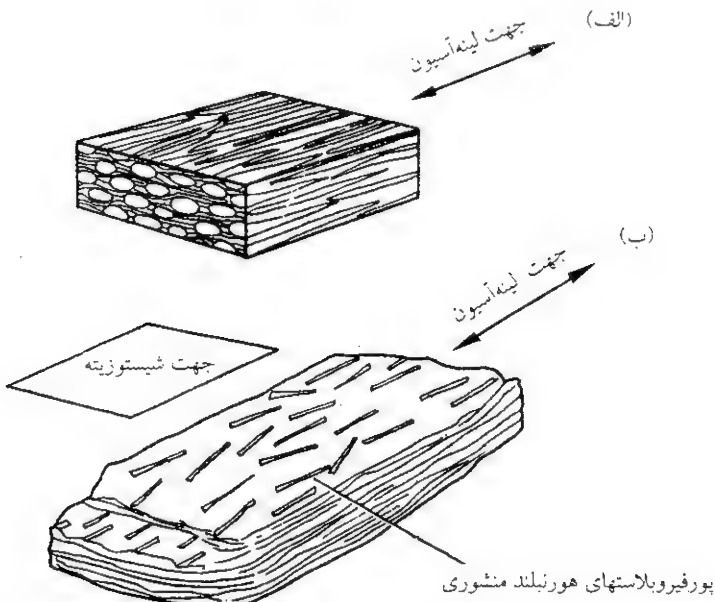


شکل ۶-۲۲ اقسام لینه آسیون اولیه (الف، ب و ج) و ثانویه (د و ه)
 (الف) لینه آسیون روی یک سطح لایه بندی حاصل از لغزش خمیده به وجود آمده است.
 (ب) لینه آسیون در نتیجه حرکت در سطح گسل بروز کرده است.
 (ج) لینه آسیون حاصل از تقاطع لایه بندی و کلیواژ
 (د) لینه آسیون خمیده
 (ه) لینه آسیون حاصل از طول شدگی کانی

حالاتی که منجر به تشکیل لینه آسیون در سنگ می شود عبارت اند از:
 - در نتیجه رشد کانیهای طولی (مثلاً بلورهای منشوری یا سوزنی) در امتداد و به موازات هم (شکل ۶-۲۴). در این حالت شیستوزیته هم وجود دارد و بلورهای طولی در سطح شیستوزیته قرار می گیرند.



شکل ۶-۲۳ لینه آسیونی که از تقاطع دو کلیواژ S_1 قدیمی و کلیواژ ثانوی S_2 به وجود آمده است. آیا می‌توانید با ذکر دلیل، تقدم و تأخر کلیواژها را مشخص کنید؟

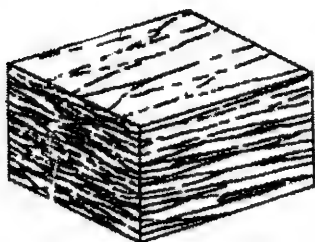


شکل ۶-۲۴ (الف) لینه آسیون فرضی در یک گنیس گرانیتی، (ب) ترکیبی از شیبستزیده و لینه آسیون؛ این لینه آسیون در نتیجه توازی کانیه‌های منشوری به وجود آمده است.

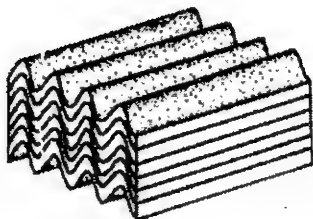
- از تقاطع دو سطح در سنگ دگرگونی به وجود آید. این دو سطح ممکن است یکی سطح شیستوزیته و دیگری سطح لایه بندی باشد، یا از تقاطع دو سطح شیستوزیته به وجود آید (شکلهای ۶-۲۳ و ۶-۲۵ ج) و این همان لینه آسیون متقاطع است.

- محل لوله های یک چین کوچک و بسیار ریز که موازی هم باشد و در نمونه های دستی قابل تشخیص باشد خطوطی تشکیل می دهند که می توان آن را لینه آسیون نامید (شکل ۶-۲۵ ب).

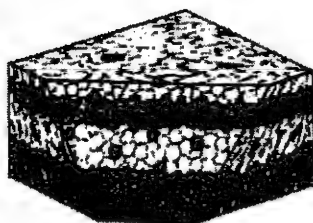
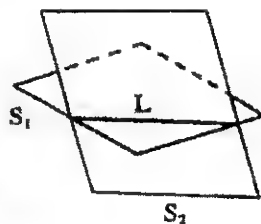
(الف) جهت یافتگی برتر که از روی هم قرار گرفتن کانیهای ورقه ای به وجود آمده است.



(ب) فولیاسیون چین خورده؛ خطوط لولا معرف لینه آسیون است.



(ج) فولیاسیونهای مورب که لینه آسیون در محل تقاطع آنها به وجود آمده است.

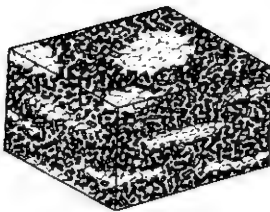


شکل ۶-۲۵ در بالا، ترکیبی از فولیاسیون S و لینه آسیون خطی L؛ جهت یافتگی برتر در نتیجه موازی قرار گرفتن کانیهای ورقه ای به وجود آمده است.

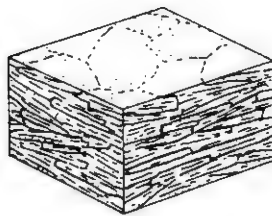
در وسط فولیاسیون چین خورده ای ملاحظه می شود. خطوط لولای این چینها، لینه آسیون را مشخص می کند.

در پایین، دو فولیاسیون مورب دیده می شود که محل تقاطع آنها لینه آسیون L را به وجود آورده است.

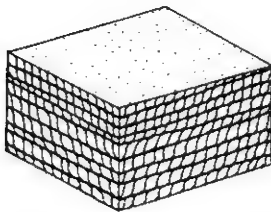
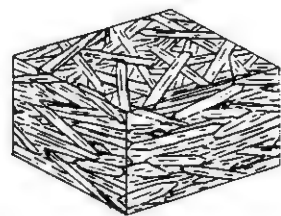
باید افزود که در بیشتر موارد، در سنگهای رسوبی چین خورده، فولیاسیون یا شیستوزیته با سطح محوری چینها و لینه‌آسیون کانیها نیز با محور این چینها تطبیق می‌کند. برای توضیح بیشتر، مراحل فرضی تشکیل آن را در شکل ۶-۲۷ نشان داده‌ایم: در حالت (الف)، لایه‌بندی افقی در سنگهای رسوبی پلیتی را ملاحظه می‌کنیم. در شکل (ب)، آن لایه‌ها بر اثر فشارهای جانبی چین خورده‌اند. کانیهای رسی عمود بر جهت نیرو رشد و نسبت به لایه‌بندی حالت تقریباً موربی پیدا کرده‌اند. در حالت (ج) که چین‌خوردگی شدیدتر نشان داده شده، تجدید تبلور و رشد کانیها، موجب پیدایی شیستوزیته گردیده است که تقریباً با سطح محوری چینها موازی است.



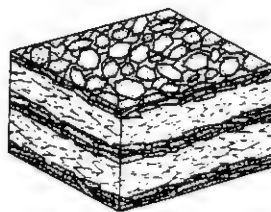
تفکیک کانیهای صفحه‌ای شکل



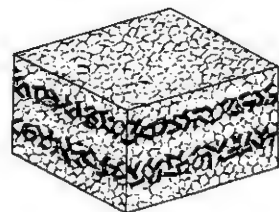
جهت‌یافتگی برتر صفحه‌ای از کانیهای مختلف‌البعده



فابریک صفحه‌ای



لایه‌بندی‌ای که در نتیجه اختلاف ترکیب و جهت‌یافتگی برتر دانه‌ها در هم ادغام شده است.



لایه‌بندی در نتیجه اختلاف ترکیب

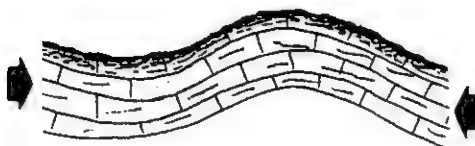
شکل ۶-۲۶ مثالهایی از فولیاسیون در سنگهای دگرگونی: در سمت چپ و بالا، شیستوزیته و کلیواژ اسلیتی را می‌توان مشاهده کرد. در وسط، گنیسه‌های گرانوبلاستی را ملاحظه می‌کنیم که بر اثر اختلاف در ترکیب لایه‌ها یا تفکیک کانیهای صفحه‌ای شکل منظره بافت گنیسی در سنگ ظاهر شده است.

در زیر (سمت چپ) یک فابریک صفحه‌ای دیده می‌شود که در آن فولیاسیون نسل دوم (از نوع صفحه‌ای پررنگ)، جهت‌یافتگی برتر کانیها (نسل اول) را قطع کرده است. در وسط هم، یک فولیاسیون معمولی دیده می‌شود که در آن لایه‌بندی و جهت‌یافتگی برتر در هم ادغام شده است.



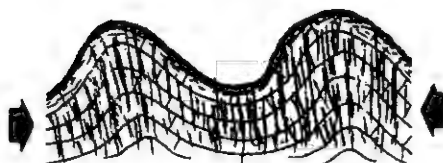
(الف)

لایه‌بندی اولیه



(ب) فشارهای جانبی و آغاز چین‌خوردگی

لایه‌بندی و جهت‌یافتگی
کانیهای رسی



(ج) کانیهای ورقه‌ای به موازات سطح محور
چینها قرار می‌گیرند.

چین‌خوردگی و پیدایش
شیستوزیته

شکل ۶-۲۷ شکل فرضی مراحل مختلف تشکیل شистوزیته

خودآزمایی ۶

۱. کدام یک از عوامل زیر در فابریک یک سنگ دگرگونی نقش ندارد؟

(ب) نوع تنش

(الف) فابریک اولیه سنگ

(د) ترکیب شیمیایی

(ج) ترکیب کانی‌شناسی

۲. ساخت ماسیو در مورد کدام یک از فابریکهای زیر مصداق دارد؟

(ب) فابریک گرانوبلاستی

(الف) فابریک انیزوتروپی

(د) فابریک نواری

(ج) فابریک لپیدوبلاستی

۳. بلاستوپورفیری چیست؟

(الف) بافتی از سنگ دگرگونی است که از تغییر شکل یک سنگ آذرین با بافت

پورفیری به وجود آید.

(ب) هر بافتی از سنگ دگرگونی که واجد درشت‌بلورهای پورفیری باشد.

(ج) هر بافتی از سنگ دگرگونی است که پورفیر آن به‌طور ثانوی و طی دگرگونی

رشد کرده و بزرگ شده‌اند.

(د) نوعی فابریک انیزوتروپی است که در نتیجه جهت‌یافتگی پورفیرها به‌وجود آمده باشد.

۴. در شکل ۶-۷، به چه علت قسمت تیره شکل آلومینیم‌دار ذکر شده است؟

(الف) به دلیل تبلور آندالوزیت که از سیلیکات آلومینیم ساخته می‌شود.

(ب) به دلیل دانه‌ریزی که نشانه ترکیب رس یعنی سیلیکات آلومینیم است.

(ج) به علت رنگ تیره که معرف کانیه‌های آلومین‌دار است.

(د) به دلیل آنکه کوارتز در آن دیده نمی‌شود.

۵. در شکل ۶-۵، دلیل آنکه سنگ مادر کنگلومرای یخچالی نامیده شده چیست؟

(الف) قطعات خردشده و نوک‌تیز آن (ب) لایه‌بندی نامشخص

(ج) دانه‌بندی بد و ناجور (د) رنگ یکنواخت قطعات

۶. فابریک فلیزر در کدام یک از انواع دگرگونی به‌وجود می‌آید.

(الف) دینامیکی (ب) مجاورتی

(ج) هیدروترمال (د) ناحیه‌ای

۷. بافت ساروجی چیست و چگونه به‌وجود می‌آید؟

(الف) از نوع فابریک میلونیتی است که در نتیجه مالش شدید و ذوب به‌وجود می‌آید.

(ب) از نوع فابریک میلونیتی است که در نتیجه خردشدن مکانیکی ناقص سنگ به‌وجود می‌آید.

(ج) از انواع بافت درهم‌رفته و مضرس است که در نتیجه فشار، کانیه‌ها درهم‌رفته‌اند.

(د) از انواع بافت موازیکی است که در کوارتزیتها به‌وجود می‌آید.

۸. کدام یک از سه کانی زیر به‌ترتیب سری کریستوبلاستی ذکر شده است؟

(الف) کلریت - پیروکسن - کوارتز (ب) کلریت - کوارتز - پیروکسن

(ج) کوارتز - کلریت - پیروکسن (د) پیروکسن - کلریت - کوارتز

۹. شکل ۶-۱۰ را دوباره ببینید. کدام یک از کانیه‌ها درجه خودشکلی (ایدیوبلاستی)

بیشتری دارند؟

(الف) کوارتز (ب) گرونا

(ج) کوردیریت (د) موسکوویت

۱۰. تفاوت بین کلیواژ درزه‌ای و کلیواژ اسلیتی در چیست؟

الف) در کلیواژ درزه‌ای کانیاها به‌طور موازی قرار دارند ولی کلیواژ اسلیتی چنین نیست.

ب) در کلیواژ درزه‌ای توازی کانیاها وجود ندارد. ولی در کلیواژ اسلیتی کانیاها موازی‌اند.

ج) کلیواژ درزه‌ای دارای لینه‌آسیون ولی کلیواژ اسلیتی دارای جهت‌یافتگی صفحه‌ای است.

د) کلیواژ درزه‌ای در نتیجه لغزش مکانیکی و کلیواژ اسلیتی در نتیجه میلونیتی شدن به‌وجود می‌آید.

۱۱. شیتوزیته عبارت از ... است که در سنگهای ... دیده می‌شود.

الف) کلیواژ شکستگی - آفانیتی. ب) کلیواژ صفحه‌ای - فانریتی.

ج) کلیواژ صفحه‌ای - آفانیتی. د) کلیواژ درزه‌ای در هر نوع سنگ.

فصل هفتم

اقسام سنگهای دگرگونی

مقدمه

برای مطالعه و شناسایی سنگهای دگرگونی ابتدا آنها را از نظر نوع دگرگونی به گروههای زیر تقسیم می‌کنیم:

- الف) سنگهای دگرگونی مجاورتی،
- ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی،
- ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای،
- د) سنگهای دگرگونی اصابتی یا ضربه‌ای،
- ه) سنگهای دگرگونی زیرکف اقیانوسها،
- و) دگرگونی هیدروترمال و سنگهای ناشی از آن،
- ز) سنگهای دگرگونی درجات بسیار شدید.

با توجه به اینکه نوع سنگ دگرگونی تابع ترکیب شیمیایی - کانی‌شناسی سنگ مادر و درجات دگرگونی است (جدول ۷-۱)، بنابراین تا حد امکان ترکیبات مختلفی که در سنگهای رسوبی و ماگمایی سراغ داریم انتخاب می‌کنیم و آنها را در درجات مختلف دگرگونی مطالعه و به این ترتیب اقسام سنگهای دگرگونی را بررسی می‌کنیم. درعین حال، با توجه به شرایط، بعضی از دگرگونیها را جداگانه مرور می‌کنیم مانند میگماتیت، اکلوژیت و غیره ...

اگرچه انواع سنگهای والد هر مجموعه دگرگونی از نظر کلی بسیار متفاوت است، از نظر ترکیب شیمیایی - کانی‌شناسی می‌توان تمام آنها را به گروههای پنجگانه زیر تقسیم کرد.

- (۱) رسوبات پلیتی و شیلها که شامل سنگهای تخریبی بسیار دانه‌ریز (در حد رس و گل‌اند) و اساساً از سیلیکاتهای آلومینیم آبدار (ایلیت، کائولینیت، سریسیت و ...)، قطعات کلریت، کوارتز و فلدسپار، کمی کلسیت، دولومیت، کانیهای تیره و مواد کربنی تشکیل شده‌اند.
- (۲) انواع کوارتز و فلدسپار که سنگ اولیه آنها دارای کوارتز و فلدسپار زیاد است، مانند ماسه سنگها و سنگهای آذرین اسید (گرانیت، ایگنیمبریت، ریولیت، داسیت ...).
- (۳) رسوبات آهکی و دولومیتی (اساساً کربناتی).
- (۴) انواع منیزیم‌دار که شامل سنگهای اولترابازیک یا رسوبات غنی از منیزیم است.
- (۵) سنگهای آذرین بازیک مانند بازالتها، دولریتها، اسپیلیتها، گری‌واکها و مارنها را نیز در همین گروه قرار می‌دهند.

جدول ۷-۱ جدول رده‌بندی سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای براساس نوع سنگ مادر، کانیهای اساسی سازنده و اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده. در این جدول، نام سنگهای دگرگونی دینامیکی و سنگهای دگرگونی مجاورتی ذکر نشده است.

نوع سنگ اولیه	کانیهای سازنده اصلی	نام سنگ		
		دانه‌ریز: کمتر از ۰.۰۱ میلی‌متر	دانه متوسط: بین ۰.۰۱ تا ۰.۱ میلی‌متر	دانه درشت: بزرگتر از یک میلی‌متر
شیل یا سنگهای پلیتی	فیلسیلیکات، کوارتز	اسلیت	فینیت	شیست
ماسه سنگ، سنگهای پсамیتی	کوارتز	کوارتزیت	کوارتزیت	کوارتزیت
آهک	کلسیت، دولومیت	مرمر	مرمر	مرمر
مارن	فیلسیلیکات، کلسیت، دولومیت	اسلیت آهکی	فینیت آهکی	کالک شیست
شیل ماسه‌ای، سنگهای نیمه پلیتی	کوارتز، فیلسیلیکات	اسلیت کوارتز، کوارتزیت متورق	فینیت نیمه پلیتی	شیست نیمه پلیتی
بازالت، گابرو	آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپار	شیست سبز، گریستون	آمفیبولیت	آمفیبولیت
ریولیت، گرانیت	فلدسپار پتاسیم، کوارتز، فیلسیلیکات	هالفلیتا	گنیس گرانیتی	گنیس گرانیتی
دونیت، پیروکسنیت، پریدوتیت	سریانتین، نالک، آمفیبول منیزیم‌دار	سریانتینیت	نالک شیست، سنگ صابون، سریانتینیت	نالک شیست
				گنیس اولترا - مافیک

الف) سنگهای دگرگونی مجاورتی

در این دگرگونی، سنگهای حاصل هورنفلسها و در صورتی که ترکیب سنگ میزبان مناسب باشد، شیستهای لکه‌دار به‌وجود می‌آید. هورنفلسها سنگهایی سخت، دانه‌ریز، متراکم با شکستگی صدفی‌اند و از دگرگونی مجاورتی بسیاری از سنگهای به‌وجود می‌آیند. انواع هورنفلسها به دمای توده‌های نفوذی و فاصله‌ای که نسبت به آن داشته باشد وابسته است. گاهی دما در مجاورت توده‌های نفوذی زیاد است و رخساره پیروکسن هورنفلس به‌وجود می‌آید. مسلماً هرچه از محل تماس دورتر شویم، دما کمتر می‌شود، رخساره هورنبلند هورنفلس و در بخش خارجی، سنگهای دگرگونی به‌صورت شیستها و اسلیت‌های لکه‌دار ظاهر می‌شوند. در حالت اخیر، پورفایرویلستها یا مجموعه درشتی از کانیهای جدید به‌وجود می‌آید که در آن می‌توان آثار و بقایای بافتی سنگ مادر را مشاهده کرد. در این مورد با رخساره اپیدوت - آلپیت هورنفلس سروکار داریم.

گاهی هورنفلسها ترکیب کانی‌شناسی غیرعادی‌ای دارند که نشانه دگرگونی دمای بسیار زیاد و فشار ناچیز است (رخساره سانیدینیت). این قبیل سنگها را می‌توان به‌صورت انکلاوهای کوچک (به قطر چند سانتی‌متر) در بازالتها ملاحظه کرد. با توضیحات فوق برحسب دمای توده نفوذی و دوری یا نزدیکی به آن، اقسام رخساره‌های هورنفلسی را می‌توان انتظار داشت.

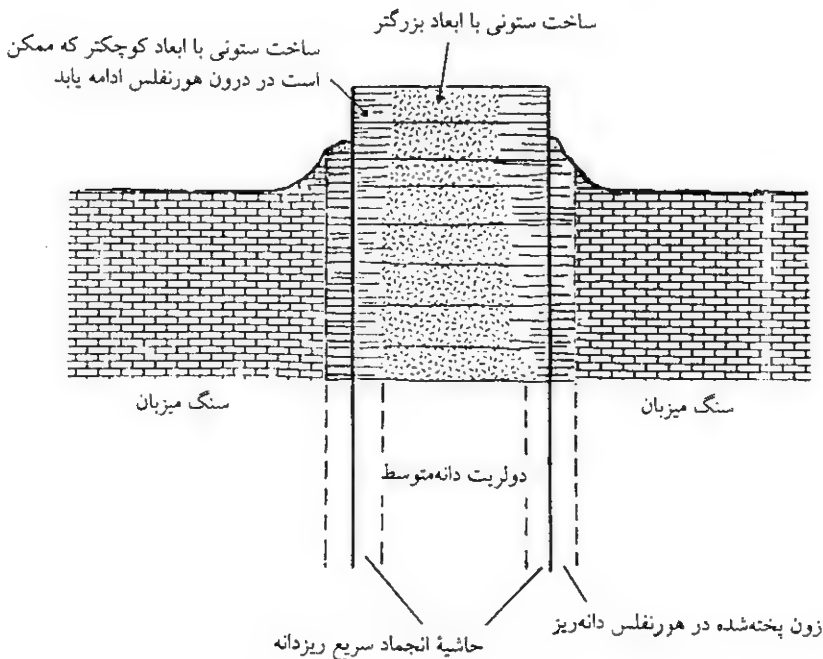
چنانکه می‌دانیم، در بیشتر اوقات، در دگرگونی مجاورتی تغییر زیادی در ترکیب شیمیایی سنگ (به‌استثنای کاهش آب و در مواردی افزایش آب) به‌وجود نمی‌آید. ولی ممکن است مقادیر ناچیزی از عناصر بور، گوگرد، فلوئور، کلر که معمولاً از سیالات گرانیته به بیرون نشت می‌کند وارد ترکیب هورنفلسها شود. در این‌صورت، به‌حالت کانیهای فرعی (مانند تورمالین، آکسینیت، پیریت، فلوئوریت، اسکاپولیت و غیره) در سنگ ظاهر می‌گردد. در موارد استثنایی، مقدار عنصر ممکن است به حد قابل استخراج برسد (اسکارن).

مشخصات یک دگرگونی مجاورتی

مطابق شکل ۷-۱، در حاشیه یک دایک دولریتی به ضخامت تقریبی یک متر، منطقه‌ای به پهنای ۱۰ تا یک سانتی‌متر از سنگ میزبان تغییر ماهیت داده و دگرگون شده است. به عبارت دیگر، به سنگ دانه‌ریز و سخت تبدیل شده که علت آن اختلاف دمای ماگمای

دولریتی (در حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) نسبت به سنگ میزبان (مثلاً در حدود ۲۵ درجه سانتی‌گراد) است. با مختصر دقت، در این حاشیه دو بخش می‌توان تشخیص داد: الف) حاشیه نازکی در سنگهای میزبان که حاشیه یا منطقه پخته شده نامیده می‌شود (شکل ۷-۱).

ب) در حاشیه دایک سنگهای دولریتی دانه‌ریزی به ضخامت یک سانتی‌متر، وجود دارد که حاشیه انجماد سریع خوانده می‌شود.



شکل ۷-۱ مقطع عرضی یک دایک دولریتی فرضی به ضخامت یک متر و دگرگونی مجاورتی در حاشیه آن.

هرچه ضخامت توده مذاب و دمای آن زیادتر باشد، ضخامت حاشیه پخته شده بیشتر و سنگهای آن سخت تر می‌شود و در زیر ضربه چکش، شکستگی نامنظم و صدفی پیدا می‌کند. به این سنگهای متراکم توده‌مانند که در مجاورت توده‌های نفوذی پیدا می‌شوند هورنفلس می‌گویند. هورنفلسها در برابر عوامل فرسایش مقاومت زیادی دارند و هرچه به توده مذاب نزدیکتر شویم دانه درشت تر می‌شوند و مقاومت بیشتری پیدا می‌کنند،

به عبارت دیگر، درجه دگرگون‌شدگی بیشتر می‌شود. به این دلیل می‌توان توالی دگرگونی پیشرونده را در آن ملاحظه کرد. چنانکه هرچه از توده نفوذی دورتر شویم، درجات دگرگونی تدریجاً ضعیفتر شده و سرانجام ناپدید می‌شوند.

بافت هورنفلسها

بعضی از کانیها اصلی هورنفلسها مانند کوارتز، فلدسپار، پیروکسن، گروسولار و کلسیت معمولاً به صورت دانه‌های متساوی‌البعاد ظاهر می‌شوند. حتی میکاها و آمفیبولها نیز که در سنگهای آذرین به صورت ورقه‌ای یا سوزنی دیده می‌شوند غالباً حالت معمول خود را از دست می‌دهند و جهت‌یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند یا کمتر به این حالت ظاهر می‌شوند.

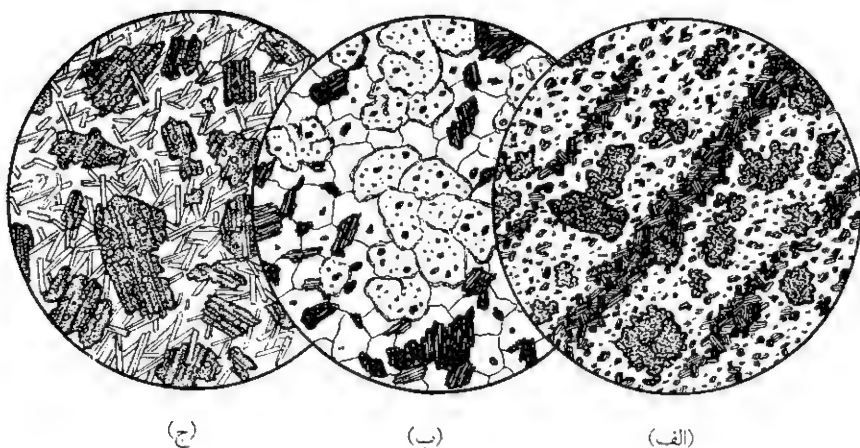
جدول ۷-۲ اقسام سنگهای دگرگونی مجاورتی

نوع سنگ اولیه	کانیهای اصلی سازنده	نام سنگ
		درجات دگرگونی کم تا زیاد
پلیتی	فیلوسیلیکات و کوارتز	اسلیت لکه‌دار هورنفلس
کوارتز و فلدسپار	کوارتز و فلدسپار	کوارتزیت
آهکی	کلسیت و دولومیت	مرمر
کالک سیلیکات	رس و آهک	ناکیت، اسکارن و گریزن
بازیک	اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز	هورنفلس بازیک و پریدوتیتی

به‌طور کلی، در بیشتر هورنفلسها، دانه‌ها هم‌اندازه و بدون جهت‌یافتگی‌اند و به اصطلاح بافت موزاییکی دارند و از نظر فابریک می‌توان آنها را گرانوبلاستی یا هورنفلسی نامید. بعضی از کانیهای دگرگونی مجاورتی به‌ویژه آندالوزیت و کوردیریت اغلب به‌صورت پورفیروبلاست دیده می‌شوند که در آنها انکلوزیونهای کوچکی نیز وجود دارد (مانند هورنفلسهای گردنه دولایی نزدیک تويسرکان در مجاورت توده گرانیتوئید الوند). کانیهای دیگر مانند بیوتیت، موسکویت، تورمالین، گروسولار، ایدوکراز و اسکاپولیت هم ممکن است گاهی به‌حالت پورفیروبلاست در آیند. بنابراین بعضی از هورنفلسها فابریک دوگانه گرانوبلاستی و پورفیروبلاستی دارند.

دگرشکلیهای ناشی از فشار جهت‌دار در تکامل هورنفلسها نقش مهمی ندارد. به‌همین دلیل گاهی می‌توان بقایای بافت اولیه را در آنها تشخیص داد. مثلاً وجود بافت افیتی، پورفیری و ... را می‌توان در فابریک بعضی از هورنفلسها به اثبات رسانید یا لایه‌بندی

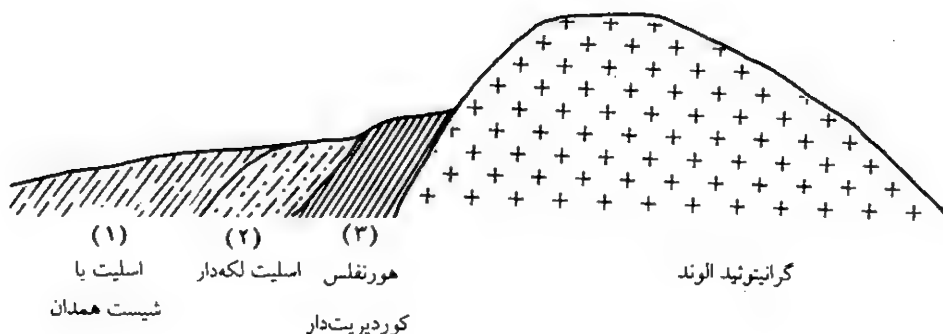
اولیهٔ مادستونها^۱ را ممکن است در هورنفلسهای پلیتی مشخص ساخت که به صورت نوارهای مشخصی متشکل از تغییر در تعداد و اندازهٔ دانه‌های میکا و آندالوزیت است (شکل ۷-۲ الف).



شکل ۷-۲ هورنفلسهای پلیتی (قطر دایره‌ها سه میلی‌متر است).
 الف) کوردون + بیوتیت + کوردیریت هورنفلس؛ لایه‌بندی مربوط به سنگ اولیه است.
 ب) کوردیریت + بیوتیت + کوارتز هورنفلس؛ در کوردیریت انکلوژیونهای فراوانی دیده می‌شود.
 ج) بیوتیت + موسکویت + کوارتز هورنفلس.

وقتی اسلیتها و شیستها در معرض درجات شدید دگرگونی مجاورتی قرار گیرند، معمولاً شیستوزیته اولیهٔ خود را از دست می‌دهند، ولی در فاصلهٔ دورتر از آن ساخت خود را تا اندازه‌ای حفظ می‌کنند. در این حالت ممکن است بر اثر رشد پورفایروبلاستهای هورنبلند یا میکا، شیستوزیته نمایانتر شود.

اگر اسلیتها در معرض دگرگونی مجاورتی درجهٔ ضعیف قرار گیرند، شیستوزیته اصلی خود را حفظ می‌کنند. و حتی ممکن است بر اثر تبلور مجدد و رشد پورفایروبلاستهای اولیهٔ آندالوزیت یا کوردیریت یا تجمع از دانه‌های درشت میکا، سنگ منظره‌ای گره‌دار یا لکه‌دار به خود گیرد که در این حالت به آن اسلیت لکه‌دار و شیست لکه‌دار می‌گویند (مانند شیستهای لکه‌دار حاشیهٔ گرانیته الوند در همدان - ابتدای جادهٔ عباس‌آباد - گنجنامه، شکل ۷-۳).



شکل ۷-۳ شکل فرضی حالت دگرگونی در حاشیه توده گرانیتوئید الوند همدان - بدون

مقیاس. مجموعه کانیها از خارج به داخل به ترتیب عبارت‌اند از:

۱. در اسلیت‌های مصون مانده از دگرگونی مجاورتی:

کوارتز + کلریت + کلریتوئید + سرسیت

۲. در شیست‌ها یا اسلیت‌های لکه‌دار:

موسکویت + کوارتز + بیوتیت + آندالوزیت

۳. در هورنفلس‌ها مجموعه کانیها عبارت‌اند از:

موسکویت + بیوتیت + کوردیریت + کوارتز ± فلدسپار پتاسیم

انواع هورنفلسها

انواع هورنفلسها برحسب نوع سنگ مادر عبارت‌اند از:

۱. هورنفلسهای پلیتی و سنگهای وابسته

- هورنفلسها. اغلب هورنفلسهای پلیتی Al_2O_3 نسبتاً زیادی دارند. این امر موجب

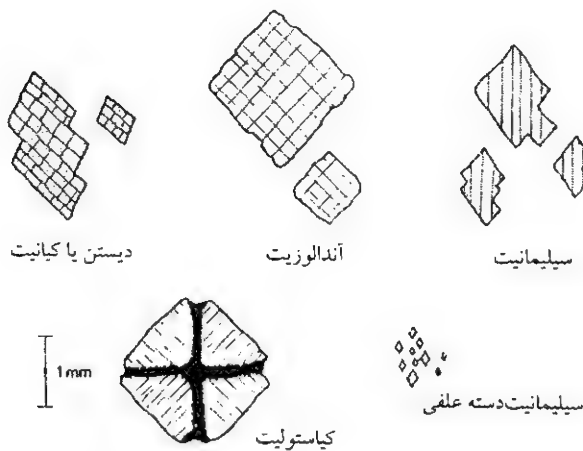
تبلور آندالوزیت یا کوردیریت (یا هر دو) در سنگ می‌شود که به صورت پورفایر و بلاستهای که در زمینه دانه‌ریز گرانوبلاستی متشکل از کوارتز + فلدسپار + میکا + گرافیت دیده می‌شوند. برحسب نوع کانیهای که در زمینه سنگ یافت می‌شود می‌توان رخساره دگرگونی را تعیین کرد:

- اگر در سنگ فلدسپار وجود داشته باشد ولی موسکویت دیده نشود، این مجموعه

به رخساره پیروکسن هورنفلس تعلق دارد. ولی در دماهای کمتر، فلدسپار پتاسیم با سیلیکاتهای آلومینیم ناسازگار است و به جای آن میکا ظاهر می‌شود. این حالت با رخساره هورنبلند

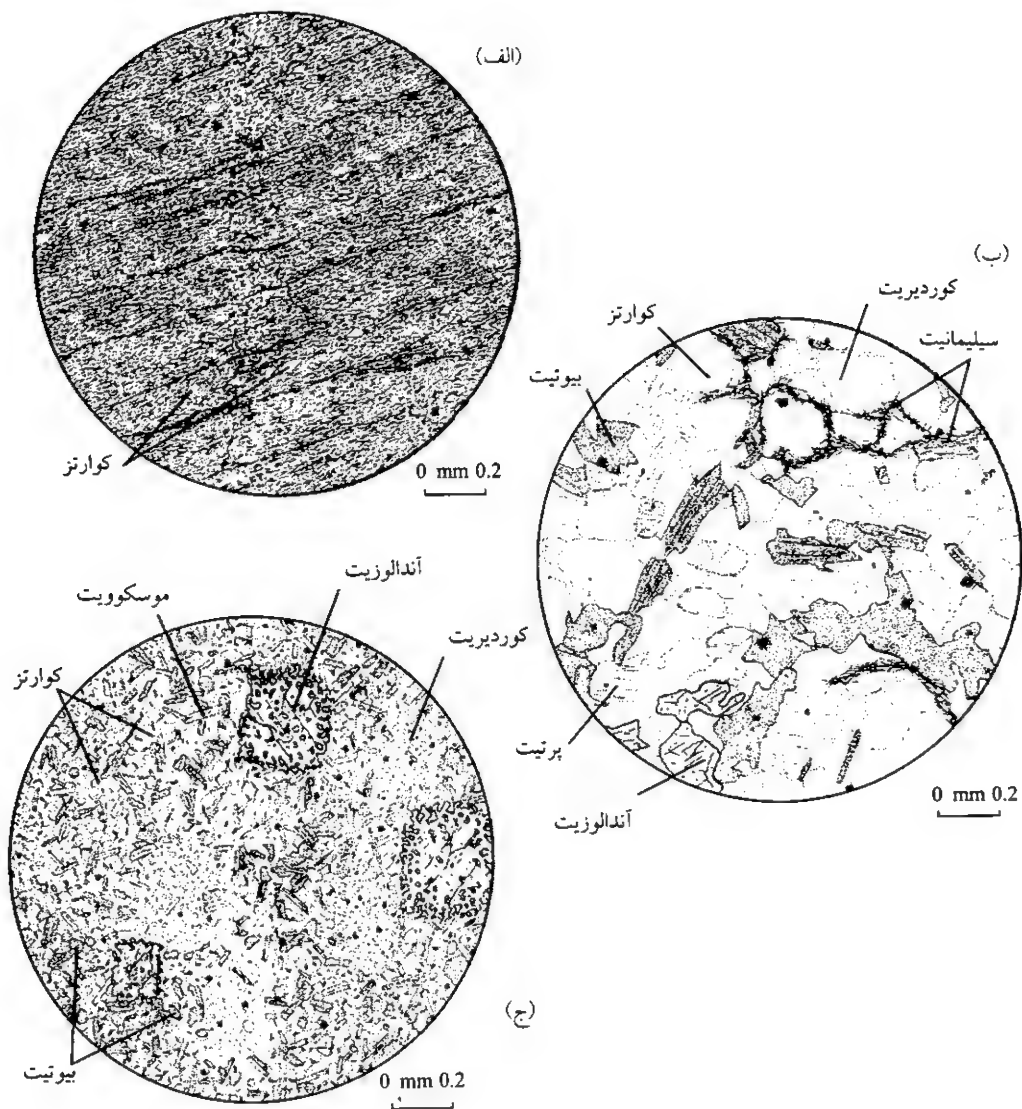
هورنفلس تطبیق می‌کند که در آن مجموعه موسکوویت + بیوتیت + آندالوزیت + کوارتز یا مجموعه موسکوویت + بیوتیت + کوردیریت + کوارتز دیده می‌شوند. پورفایروبلستهای آندالوزیت ممکن است به دو صورت یافت شوند:

به صورت گرانوبلاستهای درشت و اسفنجی که در آن انکلوزیونهایی از کوارتز، گرافیت و بیوتیت وجود دارد. یا به صورت بلورهای منشوری کیاستولیت با مقطع عرضی تقریباً مربعی شکل که در نتیجه انباشتگی گرافیت در امتداد یالها و محور میانی آن سیاه رنگ است (شکل ۷-۴). در بعضی حالات، بلورهای آندالوزیت به طور کامل (گاهی ناقص) به مجموعه‌ای از میکای سریسیت تبدیل می‌شود که خود در نتیجه واکنش آندالوزیت با سیالات سرشار از پتاسیم، در دمای کمتر از رخساره پیروکسن هورنفلس به وجود می‌آید. در هورنفلسهای این گروه همیشه کوردیریت به شکل پورفایروبلستهای نامنظم، سرشار از انکلوزیونهای کوارتز و گرافیت دیده می‌شود.



شکل ۴-۷ مقاطع عرضی پلی مورف‌های سیلیکات آلومینیم (SiO_2 , Al_2O_3) در زیر میکروسکوپ

رخساره آلایت. اپیدوت هورنفلس را ندرتاً می‌توان شناسایی کرد. این رخساره در مناطق بیرونتر هاله دگرگونی پیروکسن هورنفلس و هورنبلند هورنفلس وجود دارد. کانیهای سازنده رخساره آلایت - اپیدوت هورنفلس دانه‌ریزند و تبلور دوباره کانیها کامل نیست. مجموعه کانیهای آن تا اندازه‌ای شبیه رخساره شیست سبز در دگرگونی ناحیه‌ای است. تنها به کمک شواهد صحرایی می‌توان این دو را از هم مشخص ساخت.



شکل ۵-۷ بافت اسلیت و مقایسه آن با هورنفلس و اسلیت لکه‌دار

(الف) اسلیت (سنگ میزبان) با مجموعه کانیهای کوارتز + اکسید آهن - تیتان + کلریت + میکای سفید + گرافیت.

(ب) هورنفلس با بافت گرانوبلاستی. آندالوزیت در حال از بین رفتن و سیلیمانیت در حال شکل گرفتن است. این حالت نشانه توقف دگرگونی است که در سنگ ثبت شده است.

(ج) اسلیت لکه‌دار. در آن مقطع، کلیواژ اسلیتی محو شده ولی سنگ دانه‌درشت‌تر و شامل مجموعه کوارتز + موسکوویت + بیوتیت + گرافیت شده به‌علاوه پورفایرولاستهای آندالوزیت و کوردیریت در آن دیده می‌شود که ظاهری لکه‌دار به سنگ بخشیده است.

رخساره سانیدینیت را تنها هنگامی می‌توان مشاهده کرد که سنگهای پلیتی به صورت انکلاو در گدازه‌های بازالتی قرار گرفته باشند. به علت آنکه این سنگهای پلیتی سرشار از آلومینیم‌اند، بنابراین در دماهای معادل رخساره سانیدینیت، کانیهای کوردون یا اسپینل در آنها ظاهر می‌شود. اگر بخشی از این انکلاو ذوب شود، سنگی حد واسط آذرین - دگرگونی به وجود می‌آید که به آن بوکیت می‌گویند. در بوکیت‌های پلیتی می‌توان کوردیریت، اسپینل، مولیت و گاه شیشه هم مشاهده کرد (شکل ۵-۶).

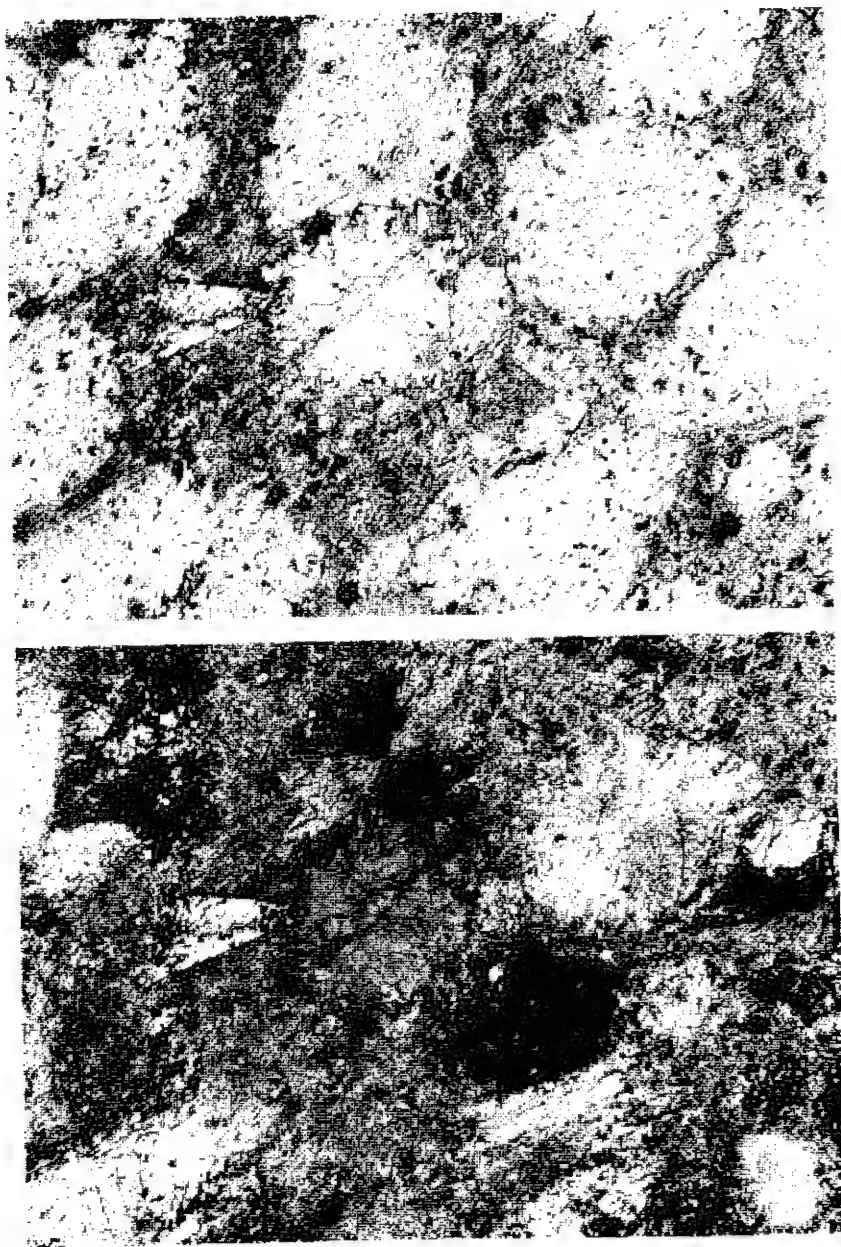
به طور کلی در تمام هورنفلسهای پلیتی، بیوتیت قرمز قهوه‌ای دیده می‌شود، ولی موسکویت تنها در رخساره هورنبلند هورنفلس ظاهر می‌شود. وجود مقداری بور در سنگ مادر موجب تبلور تورمالین خواهد شد. در هورنفلسهای که به جای آندالوزیت، سیلیمانیت داشته باشند (به صورت دسته‌های رشته‌مانند یا خوشه‌ای) نشانه دمای شدیدی است که به سنگ والد وارد آمده و این عمل تنها در نزدیکی توده‌های ماگمایی دمای بالا امکان‌پذیر است.

- شیشه‌های لکه‌دار پلیتی. کمی دورتر از هاله دگرگونی، اگر سنگ اولیه از نوع اسلیت یا فیلیت باشد، بر اثر دگرگونی مجاورتی، دانه‌هایی در سنگ ظاهر می‌شود که به آن لکه^۱ یا غده^۲ می‌گویند. رنگ آنها خاکستری تا تیره‌رنگ و اندازه آنها در حد یک پورفایروبلست و گاهی تا چند میلی‌متر می‌رسد. سنگ اولیه نیز حالت تورق خود را تا اندازه‌ای از دست می‌دهد، ولی در عین حال می‌توان شیشه‌زیت را در آن تشخیص داد زیرا:

- شدت دگرگونی آنچنان نیست که شیشه‌زیت سنگ مادر به کلی محو شود.

- اگر دما در حد رخساره آمفیبولیت هورنفلس باشد، کانیهای ورقه‌ای مانند موسکویت و بیوتیت پایدار می‌مانند که خود در ایجاد تورق مؤثرند.

عموماً این لکه‌ها پورفایروبلست‌هایی از آندالوزیت یا کوردیریت‌اند (یا هردو) (شکل ۶-۷) که در نمونه دستی به صورت برجستگی‌هایی مشخص‌اند، این کانیها در زمینه‌ای از میکا، کوارتز و پلاژیوکلاز ریزدانه قرار دارند. شرط اینکه این پورفایروبلست‌های به وجود آید این است که اولاً دما باید در حد رخساره آمفیبولیت باشد و ثانیاً در ترکیب سنگ اولیه کائولینیت (که موجب تشکیل آندالوزیت می‌شود) یا کلریت (که موجب تبلور کوردیریت می‌گردد) وجود داشته باشد (شکل ۷-۲۳ ج). به طور کلی، با افزایش دما، ابتدا



شکل ۶-۷ مقطع میکروسکوپی اسلیت لکه‌دار در نور طبیعی (بالا) و پلاریزه (پایین)
(۲۰ برابر) در این شکل لکه‌ها عبارت‌اند از آندالوزیت و کوردیریت که در نور پلاریزه
آندالوزیت با برجستگی بیشتر خود و کوردیریت با ماکل خود قابل تشخیص‌اند.

کلریت به بیوتیت تبدیل می‌شود و سریسیت هم به موسکوویت بدل می‌گردد. هنگامی که مقدار پتاسیم در سنگ زیاد باشد درشت‌بلورهای بیوتیت یا موسکوویت به‌وجود می‌آید که در آنها انکوزیونهایی از کوارتز نیز وجود دارد (شکل ۳-۱۳).

- آرژیلیت. سنگی است آفانیتیک، با رنگ تیره، بدون جهت‌یافتگی و غالباً دارای شکستگی صدفی. درجه دگرگونی آن ضعیف و بر اثر تبلور دوباره، مادستون به‌وجود می‌آید.

۲. هورنفلسهای کوارتز و فلدسپاری

می‌دانیم که کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار از کانیهای عمدهٔ ماسه‌سنگها و سنگهای آذرین سیلیس‌دار (مانند ریولیت و داسیت ...) به‌حساب می‌آیند. این کانیها در دمای پیروکسن هورنفلس و هورنبلند هورنفلس پایدارند. بنابراین هورنفلسهای حاصل از این قبیل سنگها اساساً بافت موزاییکی گرانوبلاستی دارند و در آن کوارتز و فلدسپار وجود دارد، زیرا در این حالت طبق رابطهٔ زیر:

موسکوویت + کوارتز \leftarrow فلدسپار پتاسیم + آندالوزیت

فلدسپار پتاسیم و آندالوزیت به‌وجود می‌آید و مجموعهٔ کانیهای این قبیل هورنفلسها در حالت کلی عبارت‌اند از:

کوارتز + فلدسپار پتاسیم + بیوتیت + آندالوزیت + پلاژیوکلاز

بنابراین سنگهای آتشفشانی‌ای که پورفیرهایی از کوارتز و فلدسپار داشته باشند، آن پورفیرها به‌صورت بلاستوپورفیرهایی در سنگ پدیدار می‌شوند که خود نشانه‌ای از بافت سنگ والد است.

به‌طور کلی در هورنفلسهای کوارتز و فلدسپاری همیشه مقداری بیوتیت وجود دارد و در انواع رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس، کوردیریت هم دیده می‌شود.

کوارتزیتها. کوارتزیتها تنها از دگرگونی سنگهای رسوبی مانند ماسه‌سنگهای کوارتزی، گری‌واکهای کوارتزی، کنگلومراهای کوارتزی و چرتها به‌وجود می‌آیند، ولی استثنائاً ممکن است رگه‌های قدیمی کوارتز نیز به کوارتزیت تبدیل شود. در این حالت از ساخت و وضعیت آن در صحرا می‌توان منشأ آن را آشکار ساخت. با توجه به قلمرو پایداری وسیع کوارتز، باید پذیرفت که کوارتزیت در بسیاری از شرایط دگرگونی (به استثنای رخسارهٔ سانیدینیت) پایدار است.

کوارتزیت سنگی است متراکم، سخت با بافت موزاییکی و در هنگام شکستن با لبه‌های تیز شکسته می‌شود. در زیر میکروسکوپ می‌توان رشد بلورهای کوارتز را مشاهده کرد، به نحوی که بلورهای حاشیه‌ای شفافتر از بخش مرکزی است و در حد فاصل بین آنها لکه‌های کوچک قهوه‌ای یا تیره رنگ دیده می‌شود. این امر نشانهٔ رشد بلورها در هنگام دگرگونی است.

کوارتزیتها هم در دگرگونی مجاورتی و هم در دگرگونی ناحیه‌ای به وجود می‌آیند. در بعضی حالات کوارتزیت ممکن است در نتیجهٔ متاسوماتوز حاصل شود. به عبارت دیگر، کاتیونهای اضافی یک محیط سیلیسی، بر اثر ترکیب با محلولهای هیدروترمال از محیط شسته و خارج می‌شود و به این ترتیب کوارتزیت به وجود می‌آید.

تفاوت یک کوارتزیت ناشی از دگرگونی ناحیه‌ای با کوارتزیتی که در دگرگونی مجاورتی به وجود می‌آید ایجاد فولیاسیون در کوارتزیت‌های ناحیه‌ای است که بلورهای کوارتز حالت کشیده پیدا می‌کنند که خود به سختی قابل تشخیص است.

کانی فرعی در کوارتزیتها متفاوت است و تابع مواد ناخالصی سنگ مادر است: - اگر در سنگ اولیه آهک وجود داشته باشد، در نتیجهٔ دگرگونی در کوارتزیت، سیلیکاتهای کلسیم یا منیزیم هم یافت می‌شود.

- اگر ناخالصی رس باشد، کانیهای میکایی (کلریت و موسکوویت) و فلدسپار پدید می‌آید. بر همین اساس است که کوارتزیتها را به انواع زیر تقسیم‌بندی می‌کنند:

کوارتزیت‌های خالص. که حالت توده‌مانند دارد و ندرتاً حالت شیستی در آن بروز می‌کند. در این قبیل کوارتزیتها ممکن است تورمالین و زیرکن هم دیده شود.

کوارتزیت‌های میکادار. همان‌طور که در بالا گفته شد، ناخالصیهای رس در ماسه سنگهای سیلیسی موجب تبلور کلریت و موسکوویت در کوارتزیت می‌شود. این کانیها معرف دگرگونی درجات ضعیف‌اند.

کوارتزیت‌های فلدسپاردار. فلدسپار این کوارتزیتها ممکن است از فلدسپار ماسه‌سنگها (مثلاً آرکوز) و در شرایط دگرگونی شدیدتر از رسها و کانیهای میکایی تأمین شود یا ممکن است رگه‌های کوارتز و فلدسپار آذرینی باشد که بعداً تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته است.

کوارتزیت گرونادار. معرف درجهٔ شدید دگرگونی است. می‌توان تصور کرد که ناخالصیهای رس در درجات دگرگونی ضعیف کلریت ولی در درجات شدیدتر گروناوی نوع آلماندین از آن متبلور شده است.

کوارتزیت‌های آکینوت دار. اگر سیمان ماسه‌سنگها آهکی باشد، نوع کانیها تابع باز یا بسته بودن محیط برای خروج CO_2 است. اگر سیستم بسته باشد، کلسیت و دولومیت به‌وجود می‌آید؛ ولی اگر محیط باز باشد، سیلیکات کلسیم یا منیزیم حاصل می‌شود که عادی‌ترین آنها سری ترمولیت - آکینوت یا اپیدوت است. کوارتزیت‌های اپیدوت دار معرف درجات ضعیف دگرگونی و کوارتزیت‌های ترمولیت - آکینوت معرف درجات شدیدترند.

کوارتزیت‌های آهن دار. اگر در سیمان ماسه‌سنگها آهن وجود داشته باشد، مانیتیت و هماتیت متبلور خواهند شد.

کوارتزیت‌های ریکیت دار. با توجه به ترکیب خاص این کانی (که نوعی آمفیبول سدیم دار است) باید انتظار داشت که این قبیل کوارتزیتها در نتیجه دخالت محلولهای متاسوماتوز سدیم دار و نفوذ و نشت آن به داخل ماسه‌سنگهای خالص به‌وجود آمده باشد. در این حالت، آمفیبول به‌صورت شبکه اسفرولیتی در بین بلورهای کوارتز دیده می‌شود. خاطر نشان می‌کنیم که وجود پیریت و لیمونیت در کوارتزیتها، امر عادی است.

گریزن^۱. مجموعه‌ای گرانوبلاستی از کوارتز و موسکوویت (یا لپیدولیت) است که در آن کمی توپاز، تورمالین، فلوئورین، روتیل، کاسیتريت، ولفرامیت دیده می‌شود و از متاسوماتیسم سنگهای گرانیتی به‌وجود می‌آید. تصور بر این است که بر اثر دگرسانی هیدروترمال، فلدسپار و میکای گرانیت به مجموعه کانیهای فوق تبدیل می‌شود. فلوئورین در این مجموعه نسبتاً زیاد است.

۳. هورنفلسهای آهکی

دگرگونی مجاورتی درجات شدید موجب تبدیل آهک و دولومیت به مرمرهای آهکی می‌شود و عبارت از سنگهایی است که اساساً از دانه‌های موزاییکی و متساوی‌البعاد کلسیت تشکیل شده، سیلیس و سیلیکات آلومینیم ناخالصیهای فرعی این قبیل سنگها به‌شمار می‌آیند. بافت این سنگها گرانوبلاستی است.

اگر سنگ مادر مرمرهایی که در دگرگونی مجاورتی به‌وجود می‌آیند سرشار از سیلیس باشد، کانیهای مانند ولاستونیت، دیوپسید، ترمولیت و تالک پدید می‌آید. در صورتی که در محیط سیلیس کافی نباشد، کانیهای مانند فورستريت یا حتی انواعی مانند هومیت، پریکلاز، بروسیت و اسپینل پدیدار می‌شوند. با این توضیحات، در دگرگونی

مجاورتی آهکها، باید انتظار تشکیل مرمهرهای فورستريت دار، مرمهرهای پیروکسن دار و آمفیبول دار را داشته باشیم.

مرمر یا سیپولن. سنگ آهک دگرگونی شده‌ای است که ممکن است خالص یا ناخالص باشد و درجه دگرگونی آن متغیر و دارای فولیاسیون یا فاقد آن باشد. می‌توان این کلمه را در مورد تمام سنگهای آهکی دگرگون شده به کار برد که تا اندازه‌ای فقط ماهیت سنگ مادر را معلوم می‌کنند.

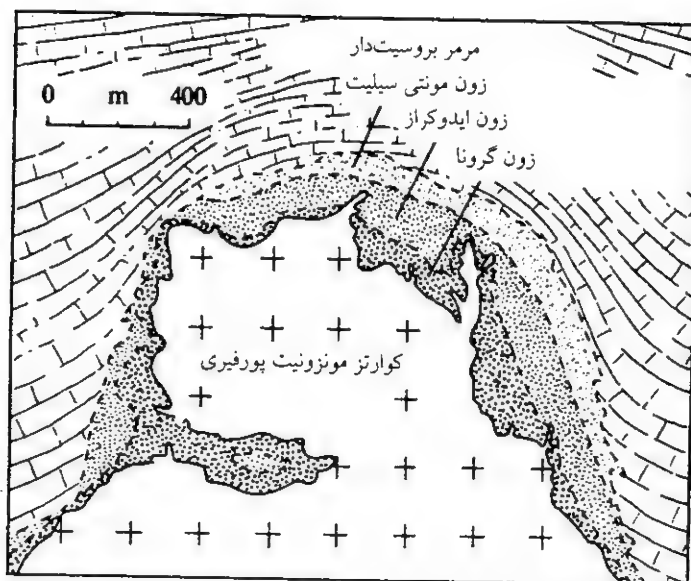
۴. هورنفلسهای کالک - سیلیکات یا اسکارنها

سنگهای این گروه عبارت‌اند از هورنفلسهایی که عمدتاً از دگرگونی آهکهای رس دار و مارنها به وجود می‌آیند. به این قبیل سنگها هورنفلسهای کالکوسیلیکات نیز گفته شده است که سنگی دانه ریز و بدون فولیاسیون است. از اقسام مهم آن می‌توان از تاکیت^۱ و اسکارن^۲ نام برد.

تاکیت. سنگی با ترکیب پیچیده است که خود از دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم سنگهای کربناتی به وجود می‌آید. این سنگ بافت دانه درشت و موزاییکی دارد و در آن گرونا، پیروکسنهای آهن دار، اپیدوت، ولاستونیت و اسکاپولیت دیده می‌شود. بسیاری از محققان این سنگ را معادل اسکارن می‌دانند.

اسکارن. اسکارن اصطلاح معدنچیان سوئدی است که در گذشته برای نامگذاری سنگهای باطله کانسارهای مانیتیت به کار می‌بردند. اسکارن سنگهای متاسوماتیتی است که از آهک، آهن سه ظرفیتی و سیلیکاتهای منیزیم ترکیب یافته است و در نتیجه دخالت محلولهای ماگمایی و واکنش بین کربناتها با محلولهای فوق به وجود می‌آید.

اساساً اسکارنها در محل تماس توده‌های نفوذی پر حرارت با سنگهای آهکی مجاور به وجود می‌آیند. به همین دلیل، به نهشته‌های اسکارن، دگرگونی مجاورتی و پیرومتاسوماتیک هم گفته می‌شود. به علت نحوه انتشار و نفوذ محلولها، در محل تماس بین گرانیتویدها و آهک، زونهای متوالی با ترکیب متفاوت به وجود می‌آید، این همان زونالیت متاسوماتیک است که از مشخصات بارز اسکارنها به شمار می‌رود (شکل ۷-۷). زونهای مزبور از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی با هم متفاوت‌اند و تغییرات دما و فاصله از محل تماس و ترکیب سنگ میزبان (آهک) از عوامل تعیین کننده زونالیت محسوب می‌شوند (شکل ۷-۷).



شکل ۷-۷ مثالی از متاسوماتیسم که با ورود یک توده نفوذی مونزونیتی به داخل سنگهای آهکی، مرمر پروسیت‌دار به وجود آمده است. با ورود محلولهای حاوی سیلیس به داخل سنگ میزبان و واکنش با CaCO_3 (کلسیت) و $\text{Mg}(\text{OH})_2$ (پروسیت)، ۴ نوع اسکارن تشکیل شده است که به ترتیب از داخل به خارج عبارت‌اند از: زون گرونا، زون ایدوگراز، زون مونتی سیلیت‌دار، زون فورستریت‌دار که این آخری در شکل دیده نمی‌شود.

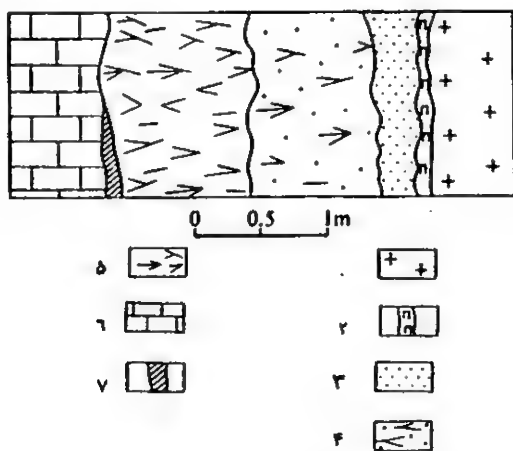
با توجه به ترکیب سنگهای آهکی دو نوع اسکارن را می‌توان تشخیص داد:

- اسکارنهای منیزیم‌دار که سنگ آهک از نوع دولومیت است.

- اسکارنهای آهکی که سنگ مجاور از نوع کربنات کلسیم است.

مجموعه کانیها در هر یک از این موارد متفاوت است. چنانکه در اسکارنهای منیزیم‌دار مجموعه کانیها شامل فورستریت + اسپینل + دیوپسید + فلوگوپیت + لودویژیت + لازوریت است. درحالی که در اسکارنهای آهکی مجموعه کانیها عبارت‌اند از: دیوپسید + هدربرژیت + گروسولار + آندراдит + ولاستونیت + ایدوگراز + شیلیت و سایر کانیهای کلسیم‌دار.

اسکارنها از نظر پیدایش کانسارهای فلزی (منیزیم، آهن، مس، سرب و روی، مولیبدن)، تنگستن (CaWO_4) و میکاهای فلوگوپیت ارزش اقتصادی دارند. کانسارزایی در اسکارنها جزء قاعده کلی است که باید مورد توجه کانی‌شناسان و معدنچیان قرار گیرد. به‌علاوه، اسکارنها از نظر کانسارهای بیسموت و طلا نیز باارزش‌اند. تمام میکای فلوگوپیت

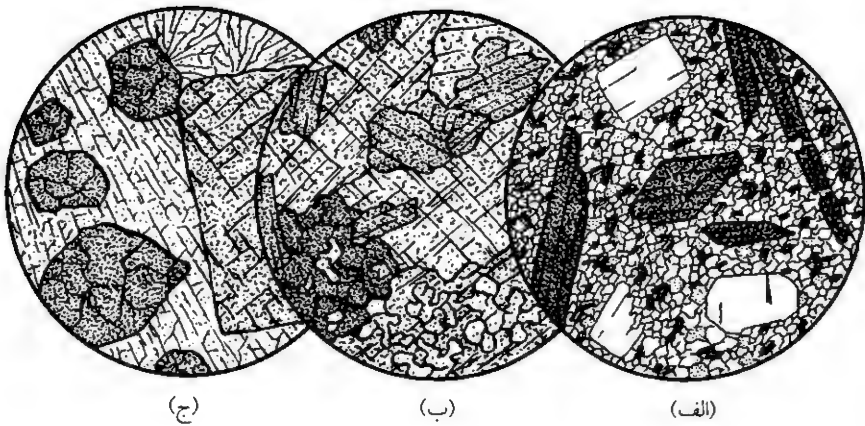


شکل ۷-۸ زونالیت متاسوماتیک که با ورود توده نفوذی به داخل سنگ آهک به وجود آمده است:
 ۱. گرانیت، ۲. سنگهای پیروکسن - پلاژیوکلازدار، ۳. اسکارن پیروکسن و گرونی دانه ریز، ۴. اسکارن پیروکسن و گرونی دانه متوسط و درشت، ۵. اسکارن پیروکسن دار (نوع هدنبرژیت)، ۶. آهک مرمر شده، ۷. توده نفوذی.

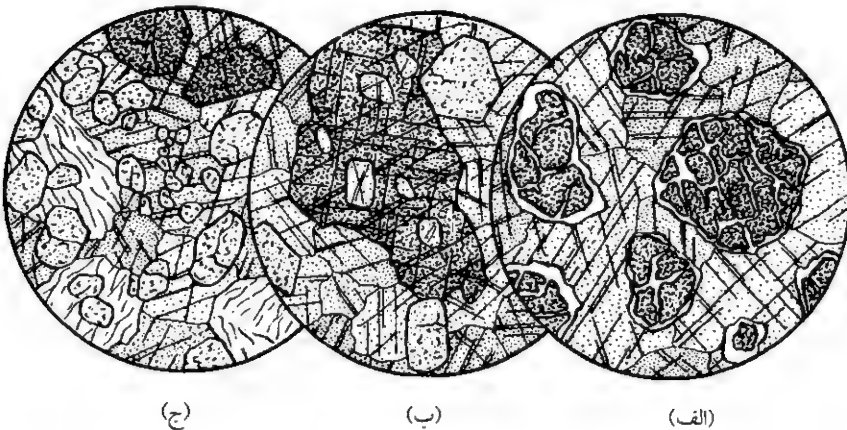
دنیا، تقریباً ۵۰ درصد از تنگستن، ۳۰ درصد سرب و روی، مقدار بسیاری زیادی از مولیبدن، آهن و مس از نهشته‌های اسکارن به دست می‌آید. در مجاورت توده گرانودیوریت قصر فیروزه (واقع در جنوب شرق تهران) با سنگهای آهکی تریاس، گروسولار، دیوپسید و ولاستونیت به وجود آمده و معدن آهن قصر فیروزه در نتیجه همین پدیده تشکیل شده است. در اطراف توده نفوذی گرانیتوید اهر مجاورت آن با سنگهای آهکی، اسکارنهایی با ترکیب کانی‌شناسی کلینوپیروکسن، گرونا، پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت، مانیتیت، آمفیبول، کوارتز، بیوتیت و کلینوزویزیت به وجود آمده است (که حاوی مولیبدن و مس است - معدن مزرعه). کانیهای تشکیل دهنده اسکارنها مثلاً گرونها، پیروکسها و فلوگوپیتها بسیار دانه درشت‌اند و این امر دخالت گازهای تحت فشار را به اثبات می‌رساند. به همین دلیل به اسکارنها، هورنفلسهای پگماتیتی هم می‌گویند.

۵. هورنفلسهای بازیک

اگر سنگهای بازیک (بازالت و انواع مشابه) در معرض دگرگونی شدید دمایی قرار گیرند به هورنفلس متراکم و تیره‌رنگی تبدیل می‌شوند که در زیر میکروسکوپ با بافت گرانوبلاستی موزاییکی خود مشخص‌اند و در آن لابرا دوریت دیوپسید، هیرستن و کانیهای فرعی مانند آپاتیت، مانیتیت و اسفن هم یافت می‌شود. هورنفلسهایی که از



شکل ۷-۹ سه نوع اسکارن (قطر دایره‌ها ۲ میلی‌متر است):
 (الف) مرمر اسکاپولیت + آکتینوت + فلوگوپیت‌دار. کانی با رنگ روشن اسکاپولیت و کانی تیره‌رنگ آکتینوت است.
 (ب) اسکارن: گروسولار (پایین سمت چپ) + ایدوکراز + دیوپسید + اپیدوت.
 (ج) اسکارن: بلور درشت چهارگوش ایدوکراز است + گرونا + پره‌نیت + پیروکسن



شکل ۷-۱۰ مرمرهای متیزیم‌دار (قطر دایره‌ها سه میلی‌متر است):
 (الف) مرمر فورستريت‌دار: شامل کلسیت + فورستريت؛ کانی اخیر تا اندازه‌ای به سربانتین تبدیل شده است.
 (ب) مرمر دیوپسید - ایدوکراز‌دار، دیوپسید + ایدوکراز + کلسیت.
 بلور دیوپسید در وسط قرار دارد و حاوی انکلوزیون ایدوکراز است. زمینه سنگ از کلسیت و ایدوکراز ساخته شده است.
 (ج) مرمر اسپینل + کندرودیت + بروسیت‌دار؛ بلور اسپینل خودشکل در بالای شکل؛ دانه‌های غیر خودشکل، کندرودیت است که در زمینه بروسیت قرار دارند.

دگرگونی آندزیتها ایجاد می‌شوند عموماً دارای بیوتیت و گاه آثار بافت پورفیری اولیه‌اند. در پریدوتیت هورنفلس، کانیها جهت‌یافتگی خاص ندارند و اساساً از ارتوپروکسن و اولیوین تشکیل یافته‌اند (شکل ۷-۱۱).



شکل ۷-۱۱ یک هورنفلس پریدوتیتی؛ نور طبیعی ۱۴ برابر در این مقطع نازک فقط اولیوین (دانه‌های کوچکتر) و ارتوپروکسن (کانی‌های بزرگتر) دیده می‌شود. این سنگ در مجاورت یک توده دیوریتی قرار داشته و دگرگون شده است.

اگر توده‌های سرپانتینی در حاشیه باتولیتها وجود داشته باشد ابتدا آب آن آزاد می‌شود و در نتیجه به کانیهای آذرین اولیه خود بدل می‌شود (شکل ۷-۱۱). این قبیل هورنفلسها را هورنفلسهای منیزیم‌دار می‌گویند.

برای مطالعه بیشتر

اگر سنگ در رخساره پیروکسن هورنفلس دگرگون شود، می‌توان در آن اجتماعی از کانیهای اولیوین - انستاتیت - اسپینل - کلینوکلر را مشاهده کرد، ولی در رخساره هورنفلس هورنفلس، سرپانتین و تالک به آتروفیلیت تبدیل می‌شود که گاهی با کوردیریت و کامینگتونیت همراه‌اند.

در رخساره آلپیت - اپیدوت هورنفلس هم مجموعه‌ای از تالک - کلریت یا تالک - سرپانتین در سنگ می‌توان مشاهده کرد.

ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی

همان‌طور که قبلاً گفته شد، دگرگونی دینامیکی با دگرشکلی سنگها و تبلور مجدد ناشی از تنش مشخص می‌شود و معمولاً با کاهش اندازه کانیهای سنگ همراه است. هنگامی که سنگ اولیه (رسوبی، آذرین یا دگرگونی) تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گیرد، فابریک آن در هم

می‌ریزد. به‌همین دلیل در نامگذاری سنگهای حاصل از دگرگونی دینامیکی، در مقایسه با سنگهایی که از دگرگونی مجاورتی یا ناحیه‌ای به‌وجود می‌آیند، ترکیب کانی‌شناسی نقش مهمی ندارد و آنچه برای تمیز انواع آنها اهمیت دارد فابریک این سنگهاست.

می‌دانیم که رفتار کانیها در مقابل نیروهای دینامیکی به جنس آنها و شرایط فیزیکی محیط بستگی دارد. چنانکه کرنات و کلسیت در بسیاری از شرایط حاکم در پوسته زمین تغییر شکل خمیری پیدا می‌کنند، در حالی که اولیوین تنها در شرایط گوشته، چنین حالتی از خود بروز می‌دهد. بنابراین اگر کانی اخیر در شرایط پوسته زمین تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی قرار گیرد، ساختمان آن در هم می‌ریزد. همین حالت برای کوارتز و کرنات در شرایط نزدیک به سطح زمین به‌وجود می‌آید. این دو کانی، بر اثر تغییر شکل مکانیکی ابتدا از قسمت حاشیه‌های خود می‌شکنند و در صورت ادامه این عمل به دانه‌های ریزتری خرد می‌شوند. کلیه این تغییرات بر اثر جریان یافتن سنگ اتفاق می‌افتد و نتیجه آن ایجاد سنگهای جهت‌دار است. در عین حال نیز ممکن است دانه‌های کوچکتر، به‌هم جوش بخورند یا مجدداً متبلور شوند.

کانیهای مقاومتر مانند گرونا و فلدسپار مقاومت می‌کنند. به‌همین دلیل در سنگهای میلونیتی این قبیل کانیها غالباً به‌صورت قطعات زاویه‌دار یا مدور (پورفایروکلاست) در کنار قطعات خردشده کوارتز قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۲). میکاها به سرعت پیچ و تاب



شکل ۷-۱۲ پورفایروکلاستهای فلدسپار پتاسیک در زمینه‌ای از موسکویت + کوارتز در یک سنگ اولترامیلونیت.

برمی دارند و در عین حال به سرعت تبلور مجدد پیدا می کنند و حتی ممکن است بر اثر ورود آب و دیگر سیالات در درزها و شکستگیهای موین واکنشهایی رخ دهد که با پیدایش کانیهی آبدار همراه باشد. انقسام مهم سنگهای دگرگونی دینامیکی عبارتند از:

۱. میلونیت

میلونیتها از دگرشکلی کاتاکلاستی شدید سنگها تا حد خرد شدن به وجود می آیند. در این حالت ترکیب شیمیایی سنگ اولیه تغییر نمی کند ولی تحت تأثیر نیروهای شدید تکتونیکی - مانند حرکتی که در طول یک گسل در سنگهای دو طرف آن پدید می آید - سنگ خرد و به قطعات کوچکتر تقسیم می شود. این قطعات با سیمانی از مواد خردشده دانه ریزتر به هم متصل اند (شکل ۶-۱۸).

میلونیتها غالباً بسیار دانه ریزند و در آن معمولاً چشمهایی از سنگهای خردنشده اولیه در سیمانی از کانیهی خردشده به طور پراکنده دیده می شود. در زیر میکروسکوپ، در حاشیه دانه ها، نشانه های خردشدگی واضحی ملاحظه می کنیم. بسیاری از کانیهی خاموشی موجی دارند. میلونیتها، علی رغم شرایط خاصی که در تشکیل آنها دخالت می کند، سنگهای سخت و به هم پیوسته اند و این مسئله نشان می دهد که خرد شدن ذرات در شرایط فشار زیاد انجام شده است.

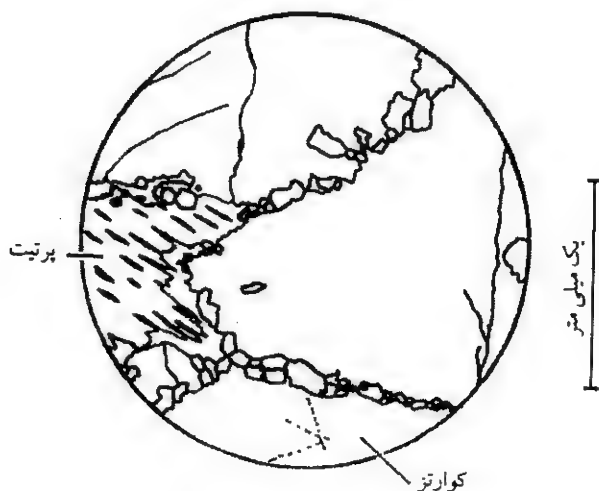
میلونیتهایی که خردشدگی بسیار شدیدی دارند به پسودوتاکیلیت* تبدیل می شود که ظاهری شیشه مانند و تیره رنگ دارد و به صورت رگه های ناپیوسته در بعضی از میلونیتها دیده می شوند. عموماً تشکیل پسودوتاکیلیت را به ذوب سنگهای خردشده در دمای زیاد ناشی از گرمای اصطکاک مربوط می دانند. ولی بررسیهای پرتو ایکس و تعیین ضریب شکست ثابت کرده است که بعضی از پسودوتاکیلیتها مخفی متبلورند و از خرد شدن بعضی از سنگهای مانند گرانیت به وجود می آیند بدون آنکه عمل ذوب رخ داده باشد. بسیاری از میلونیتها بافت ورقه ای دارند که اندازه دانه ها، رنگ یا ترکیب کانی شناسی هر ورقه با ورقه مجاور متفاوت است. این حالت در نتیجه جریان یافتن سنگ (مسلماً در حالت جامد) حاصل می شود. به علاوه محور طولیل شدگی کانیهی (حتی کوارتز) نیز منطبق با جهت جریان است.

* تاکیلیت بازالت شیشه ای سیاه رنگی است که از انجماد سریع گدازه های بازالتی به وجود می آید.

میلونیت‌های گرانیتی و ماسه‌سنگی. کوارتز کانی اصلی آنهاست و جهت‌یافتگی خاصی از خود نشان می‌دهد، به نحوی که محورهای نوری آنها با جهت حرکت و خردشدگی سنگ تقریباً موازی است. این قبیل میلونیت‌ها نسبتاً فراوانترند. در سطح زمین دانه‌بندی سنگ تغییر می‌کند و ابتدا به گنیس گرانیتی فولیاسیون‌دار و سپس به میلونیت تبدیل می‌شود.

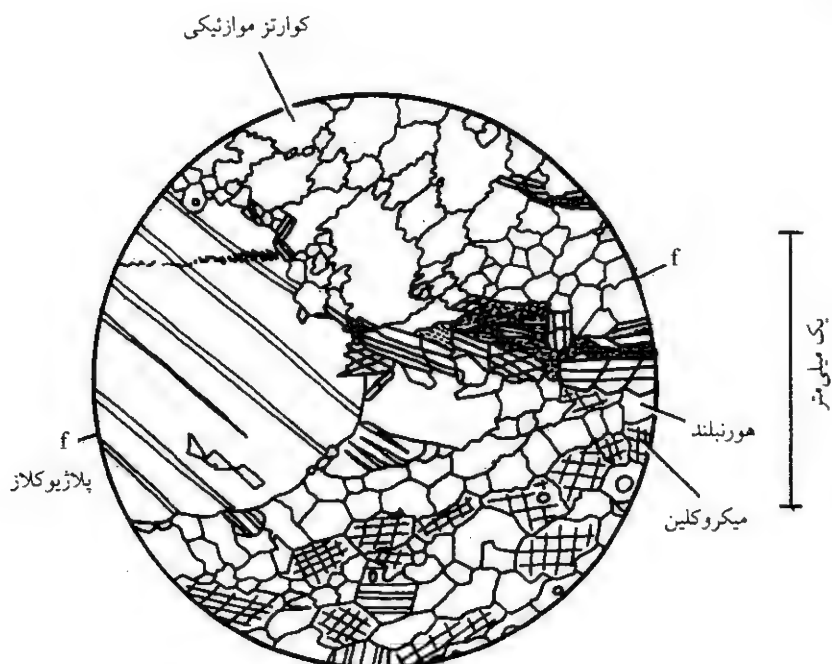
این مراحل در سه حالت زیر نشان داده شده است:

الف) در شکل ۷-۱۳ مقطعی از گرانیت دانه‌درشت با بافت ساروجی^۱ را ملاحظه می‌کنیم. اگرچه در نمونه دستی دگرشکلی آن چندان آشکار نیست، در زیر میکروسکوپ، بین بلورهای دانه‌درشت کوارتز، کوارتزهای خردشده و دانه‌ریزی دیده می‌شود که نشانه خردشدگی سنگ است و در بعضی نقاط نیز بلورهای کوارتز شروع به رشد کرده‌اند که می‌توان آنها را در حد بین درشت‌بلورها ملاحظه کرد. این همان بافت ساروجی (مورتار) است که از اختصاصات دگرشکلی دینامیکی سنگها به‌شمار می‌آید. بلورهای کوارتز در حال رشد و تغییر شکل نیافته، بین خود و در محل اتصال سه‌تایی، زاویه ۱۲۰ درجه تشکیل داده‌اند که نشانه رشد آنها در حالت جامد است (علامت + در شکل ۷-۱۳). نظیر این حالت در مقاطع میکروسکوپی گرانیت لاهیجان در کنار جاده لنگرود دیده می‌شود.



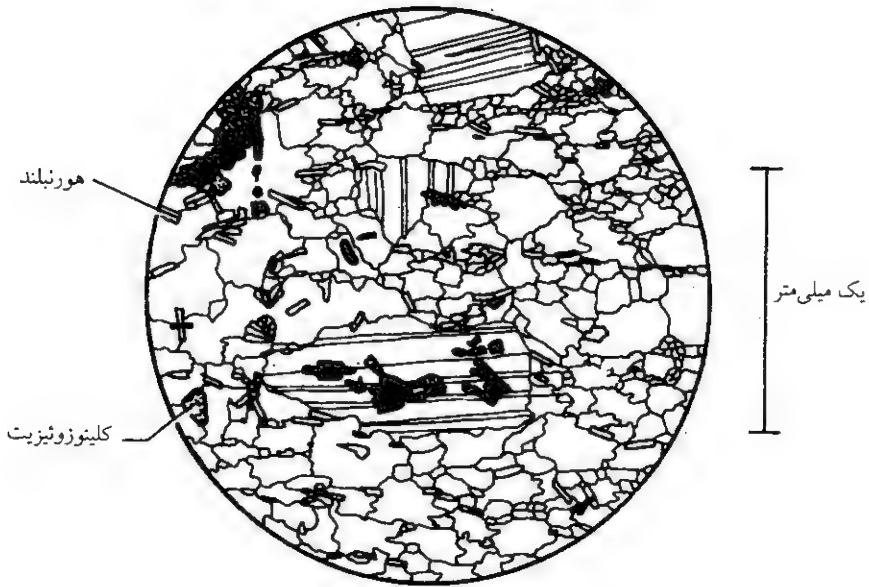
شکل ۷-۱۳ گرانیت با بافت ساروجی.

ب) در شکل ۷-۱۴، نمونه‌ای از میلونیت گرانیتی را ملاحظه می‌کنیم. در این شکل پورفایروکلاست پلاژیوکلاز در سمت چپ قرار دارد و امتداد ff نیز جهت فولیاسیون سنگ را مشخص می‌سازد. در اینجا به جای فلدسپار پتاسم اولیه گرانیت که از نوع پرتیتی بوده است، میکروکلین به وجود آمده که فاقد انکلوژیون آلیت است (یعنی پرتیت). به علاوه، پورفایروکلاست پلاژیوکلاز تغییر شکل نسبی داده، حاشیه‌های آن مدور شده، ماکل آن از نوع دگرشکلی است (یعنی امتداد نوارهای ماکل، منقطع یا نازک و مخروطی است) و بلورهای گرانوبلاستی کوارتز نیز بافت مضرسی پیدا کرده‌اند. مشخصه مهم این میلونیت عبارت از اختلاف اندازه دانه، حدود دانه و شکل آن است که همگی معرف یک دگرگونی دینامیکی در سنگ‌اند. با توجه به فولیاسیون موجود می‌توان آن را گنیس گرانیتی نامید.



شکل ۷-۱۴ یک میلونیت گرانیتی؛ ff جهت فولیاسیون است.

ج) در شکل ۷-۱۵، میلونیت گرانیتی دیگری را ملاحظه می‌کنیم که تغییر شکل شدیدتر و نسبت پورفایروکلاستهای آن کمتر یعنی یک میلونیت واقعی است. در حاشیه پورفایروکلاست پلاژیوکلاز (که ماکل دگرشکلی دارد)، جانشینهایی از پلاژیوکلاز بدون



شکل ۷-۱۵ یک میلونیت گرانیتی شدیداً خردشده.

ماکل و کوارتز ملاحظه می‌کنیم. به علاوه، قسمتی از این فنوبلاست به کلینوزوئیزیت تبدیل شده است که در این صورت مجموعه کانیهای این میلونیت عبارت است از:

آلیت + کوارتز + کلینوزوئیزیت + هورنبلند + کانی کدر

گابرومیلونیتی. با توجه به کانیهای دما بالا و مقاوم گابروها، این قبیل سنگها هم

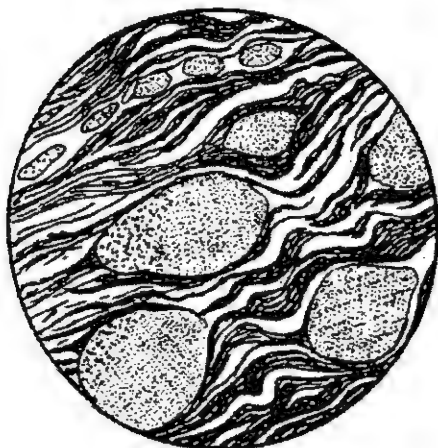
ممکن است به حالت میلونیت درآیند.

پریدوتیت‌های میلونیتی. با توجه به شکندگی کانیهای پریدوتیت در شرایط پوسته زمین (به‌ویژه اولیوین)، مخصوصاً در مناطقی که پوسته اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای کشیده می‌شود، این سنگها ضمن حرکت خرد می‌شوند و به این طریق پریدوتیت میلونیتی به وجود می‌آید که با ساخت ورقه‌ای یا خطی خود مشخص است. اگر در این قبیل میلونیتها، سرپانتین و تالک دیده نشود، باید بپذیریم که تغییر و تبدیل بدون حضور آب و در دمای نسبتاً زیاد انجام شده است.

گنیسهای چشمی. بعضی از گنیسهای چشمی منشأ میلونیتی دارند. فلدسپارهای

رگ آن که به شکل «چشم» اند، پورفیروکلاستهای اند که در هنگام جریان یافتن سنگ،

به صورت بلورهای مقاوم و پابرجا باقی مانده‌اند. گاهی قطعات خردشده آن، در دو انتها و در پناه بلور محفوظ مانده است. باید خاطرنشان کنیم که بعضی از چشمها ممکن است منشأ متاسوماتیکی داشته باشند. در این حالت، درشت‌بلورهای فلدسپار (میکروکلین یا آلگوکلاز) در نتیجه ورود سیالات آلكالی از منشأ گرانیته به وجود آمده‌اند. در صحرا و در نمونه‌های دستی تشخیص منشأ این دو نوع گنیس چشمی مشکل است (شکل ۷-۱۶).



شکل ۷-۱۶ گنیس چشمی میلونیتی (قطر دایره ۶ میلی‌متر است). اشکال تخم‌مرغی فلدسپار در زمینهٔ موسکویت، کوارتز و کلریت دیده می‌شود.

پروتومیلونیت، میلونیتی است که پورفایروکلاستهای زیادی داشته باشد. اولترامیلونیت، میلونیت شدیداً خردشده‌ای است که دارای پورفایروکلاستهای بسیار اندک یا بدون پورفایروکلاست باشد. در حالتی که پورفایروکلاست دیده شود، حاشیه و اطراف آن به شدت خردشده و کانی حالت مدور پیدا کرده است (شکل ۷-۱۰). تفاوت بین انواع میلونیت‌های یاد شده در بالا با توجه به قطعات درشت قابل رؤیت عبارت است از:

- پروتومیلونیت که بین ۵۰ تا ۹۰ درصد از قطعات درشت قابل رؤیت در آن وجود دارد.
- میلونیت که بین ۱۰ تا ۵۰ درصد از قطعات درشت قابل رؤیت در آن وجود دارد.
- اولترامیلونیت که بین ۰ تا ۱۰ درصد از قطعات درشت قابل رؤیت در آن وجود دارد.

۲. کاتاکلازیت

اصطلاح کاتاکلازیت معمولاً در مورد سنگهایی به کار می‌رود که اختصاصات دگرشکلی کاتاکلاستی در آن ظاهر شود ولی حد نهایی دانه‌ای شدن (ریزدانه) که مشخص می‌لونیتهاست در آن دیده نشود، به نحوی که به آسانی بتوان کانیها و بافت سنگ مادر را از روی قطعات موجود تشخیص داد به همین دلیل آنها را جزء سنگهای تورق نیافته منظور می‌کنند. اصطلاح فلیزر گابرو یا فلیزر گرانیته، عبارت از سنگهای دگرگونی‌ای است که در آنها عدسیها یا قطعاتی از کانیهای اصلی یا کانیهای دست‌نخورده و سالم گابرو یا گرانیته در زمینه‌ای از مواد خردشده و ساییده‌شده قرار گرفته و سنگ ظاهری جریان‌یافته داشته باشد. خردشدگیهای موجود در گسلها که به آن برش گسلی هم می‌گویند نوعی کاتاکلازیت است. در مناطق خردشده و تکتونیکی که به آن کراش‌زون^۱ هم می‌گویند سنگهای به شدت خردشده از این نوع محسوب می‌شوند.

بعضی از کاتاکلازیتها ممکن است از سنگهای رسوبی به وجود آیند، چنانکه کلسیت در سنگهای آهکی تغییر شکل می‌دهد و سنگ به مرمر کاتاکلازیت تبدیل می‌شود (شکل ۷-۱۷). در این حالت بلورهای کلسیت به صورت دانه‌های طولیل شده درمی‌آیند که به دنبال هم و بین کلسیت‌های دانه‌ریز قرار می‌گیرند و سنگ لایه‌بندی ظریفی پیدا می‌کند.



شکل ۷-۱۷ مرمر کاتاکلازیت. قطر دایره ۲ میلی‌متر است. حاشیه بعضی از بلورهای کلسیت خردشده و سنگ ظاهری جهت‌یافته دارد.

کاتاکلازیتهایی که از گریواک، ماسه سنگ و توف به وجود آیند ممکن است ظاهری بین سنگ اصلی و شیست داشته باشند. در این حالت به آن سمی شیست^۱ می گویند. در سمی شیستها دانه های کوارتز و فلدسپار با حاشیه خردشده و خاموشی موجی دیده می شوند که در بین خمیره ای دانه ریز از کوارتز و فلدسپار و کانیهای نوظهور مانند کلریت، اپیدوت، موسکویت و پومپله ایت دیده می شوند.

۳. فیلونیت

فیلونیتها یا فیلیتهای میلونیتی سنگهایی شبیه فیلیتهایند (در نمونه دستی) و در نتیجه دگرشکلی شدید سنگهای دانه ریز مانند اسلیت، شیست یا دانه درشت نظیر گرانیت، گنیس و گریواک به وجود می آیند. کاهش در اندازه دانه ها، نتیجه جریان یافتن سنگ در حال جامد است که ممکن است با تبلور دوباره کانیهای مانند کوارتز و کلسیت یا رشد سایر کانیها که به آن کانیهای نوظهور می گویند (مانند میکا، کلریت، آلپیت و اپیدوت) همراه باشد.

یکی از مشخصه های مهم در تکامل فیلونیتها، حرکت ناهماتنگ دانه ها در سطح لغزش است که سنگ ظاهری شیستی به خود می گیرد و به این ترتیب در آن چینهای کوچک در مقیاس میکروسکوپی به وجود می آید. محصول نهایی این فرایند ایجاد فیلونیت است که از نظر کانی شناسی و ساختمانی شبیه فیلیت ولی از نظر منشأ و ساخت با آن متفاوت است. کانیهای سازنده فیلونیت همان انواعی اند که در فیلیت دیده می شود و از نظر رخساره هم جزء رخساره شیست سبز محسوب می گردد.

فیلونیتها در بعضی از مناطق کوهزایی ممکن است بر اثر دگرگونیهای ناشی از جابه جایی در دمای کم و در سنگهایی بروز کند که قبلاً در دماهای بالاتری قرار داشته و دگرگونی یافته اند. این خود حالتی از دگرگونی قهقرایی است. در این قبیل فیلونیتها، در مجموعه کانیها نشانه هایی از عدم تعادل شیمیایی دیده می شود. مثلاً فیلونیت کوارتز - موسکویت - کلریت دار ممکن است واجد دانه های درشت منهدم شده کانیهای دمای بالا مانند گرونا، استروتید، بیوتیت و آندالوزیت باشد که از دگرگونی قبلی به وجود آمده اند. خاطرنشان می کنیم که کلریتی شدن در حاشیه سه کانی گرونا، استروتید و بیوتیت و جانشینی موسکویت به جای آندالوزیت دلیل واضح بر عدم تعادل شیمیایی است که در بالا از آن صحبت شده است.

با این توضیحات، می‌توان اقسام سنگهای دگرگونی دینامیکی را چنین خلاصه کرد:

جدول ۷-۳ اقسام سنگهای دگرگونی دینامیکی

سنگهای دگرگونی دینامیکی	(الف) کاتاکلازیت (سنگهای کمی یا بدون جهت‌یافتگی)	برش گسلی با سیمان سیلیسی*: کمتر از ۱۰ درصد ذرات خمیری داشته باشد. برش گسلی با سیمان آهنی*: اگر کمتر از ۱۰ درصد ذرات خمیری داشته باشد. پسوردوناکسیلیت: در اعماق حداکثر تا ۱۰ کیلومتری پدیده می‌آید و قطعات دانه‌ریز در زمینه شیشه‌ای قرار دارد.
	(ب) میلونیتها (سنگهای کم و بیش جهت‌یافته)	پروتومیلونیت: که بین ۵۰ تا ۹۰ درصد حجم سنگ از پورفیر و کلاست تشکیل شده است. میلونیت: بین ۱۰ تا ۵۰ درصد حجم سنگ از پورفیر و کلاست تشکیل شده است. اولترامیلونیت: بین صفر تا ۲۰ درصد حجم سنگ از پورفیر و کلاست تشکیل شده است
	(ج) فیلونیت (جهت‌یافت)	جهت‌یافته با کلیواژ لغزشی و از نظر مشخصات کانی‌شناسی شبه فیلیت است.

ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

اصولاً دگرگونی ناحیه‌ای همزمان با چین‌خوردگی آغاز می‌شود اما مدت زمان آن همیشه طولانیتر از چین‌خوردگی است، زیرا در حالت دگرگونی باید دو نوع تعادل برقرار شود: تعادل تکتونیکی و تعادل کانی‌شناسی. بنابراین، ممکن است بخش مهمی از دگرگونی ناحیه‌ای با تکتونیک همزمان باشد ولی بعد از حادثه تکتونیکی نیز راه آن ادامه دارد. چنانکه شistosozite همزمان با چین‌خوردگی رخ می‌دهد، ولی تبلور کانیها، به‌خصوص رشد پورفیر و بلاستها، بعد از چین‌خوردگی نیز ادامه دارد.

سنگهای این گروه دارای شistosozite یا فولیاسیون است و نشان‌دهنده دگرشکلی مهمی است که در فرایند دگرگونی بر آنها وارد آمده است. انواع درجات ضعیف آن، عمدتاً در بخشهای فوقانی و بیرونی مناطقی که تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای شدید قرار گرفته باشد دیده می‌شوند و انواع درجات شدید نیز خاص مناطق داخلی و درونی‌اند که اصولاً با میگماتیتها همراه‌اند. گاهی توده‌های گرانیتی از محل تشکیل خود جابه‌جا می‌شوند و کمی دورتر در مناطق درجات دگرگونی ضعیفتر نفوذ می‌کنند و دگرگونی مجاورتی به‌وجود

* فقط وجود سیمان است که به تشخیص این دو از هم کمک می‌کند.

می‌آورند که تاکنون به چند نمونه آن اشاره شده است. این گرانیت را می‌توان بعد از تکتونیک (پست تکتونیک) دانست.

لازم به یادآوری است که در جریان این نوع دگرگونی، ممکن است واکنشهایی شیمیایی که با حضور آب و دخالت سیالات تشدید می‌شود (دگرگونی هیدروترمال) نیز صورت گیرد؛ مثلاً وجود عدسیها یا رگه‌های تالک شیبست در سنگهای سرپانتینی و گسترش شیبستهای گلوکوفان‌دار در ماسه‌سنگها، دیابازها و بازالتها که ناشی از نشت و نفوذ سیالات غنی از سدیم به داخل این سنگهاست.

کانی‌شناسی

برای بحث در ترکیب کانی‌شناسی بهتر است کلیه سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای را به دو گروه بزرگ تقسیم کنیم:

- انواع درجات ضعیف که حد پایداری آنها در رخساره شیبست سبز و رخساره آمفیبولیت درجات ضعیف است.

- انواع درجات شدید که با رخساره‌های آمفیبولیت، گرانولیت و اکلوریت تطبیق می‌کنند. در انواع درجه ضعیف، اصولاً کانیهای از انواع سیلیکاتهای آبدار دیده می‌شود و انواع بی‌آب و دما بالا مانند اولیون، پروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در آنها وجود ندارد. البته در این مورد باید کوارتز را استثنا کرد. انواع «مجموعه کانیهای» گروه اول را در جدول ۷-۴، براساس رخساره دگرگونی و نوع سنگ مادر نشان داده‌ایم و جدول ۷-۵ را نیز به انواع درجات شدید اختصاص داده‌ایم.

- شیبستهایی که از دگرشکلی پلیتها و سنگهای کوارتز و فلدسپاری به‌وجود آمده‌اند دارای کانیهای اصلی مانند موسکوویت، کلریت، بیوتیت (کانی اخیر در درجات ضعیفتر دیده نمی‌شود)، اپیدوت، کوارتز و آل بیت‌اند. فلدسپار پتاسیم‌دار فقط و به‌ندرت در شیبستهای کوارتز و فلدسپاری دیده می‌شود مشروط بر آنکه مقدار K_2O و Al_2O_3 به حد کافی در محیط موجود باشد. کلریتوید، استیلپنوملان و گرونا‌ی منگنزدار، اگرچه در دمای کم پایداری دارند، از نظر پیدایی محدودند و منحصراً در سنگهایی با ترکیب شیمیایی استثنایی به‌وجود می‌آیند. ولی در درجات شدیدتر رخساره آمفیبولیت، علاوه بر بیوتیت و موسکوویت که از کانیهای مشخص سنگهای پلیتی‌اند، گرونا‌ی آلمان‌دین، استروئید و دیستن (یا ترکیباتی از این کانیها) حضور دارند.

جدول ۷-۴ مجموعه کانیهای اصلی در شیشههای دگرگونی درجه ضعیف براساس نوع سنگ اولیه (بدون کانیهای فرعی)

نوع سنگ اولیه	رخساره	
	شپست سبز	آمفیبولیت (زیر رخساره درجات ضعیف)
شپست سبز	مجموعه موسکوویت - کلریت - کوارتز - آلیت مجموعه بیوتیت - موسکوویت - کوارتز - آلیت مجموعه کلریتوید - موسکوویت - کوارتز (- بیوتیت یا کلریت)	مجموعه موسکوویت - بیوتیت - گرونا - آلیت - کوارتز مجموعه موسکوویت - کلریتوید - بیوتیت - کوارتز (- گرونا)
شپست سبز	مجموعه کوارتز - آلیت - اپیدوت (- موسکوویت) مجموعه کوارتز - آلیت - اپیدوت - میکروکلین (- موسکوویت)	مجموعه کوارتز - آلیت - اپیدوت (- موسکوویت - بیوتیت) مجموعه کوارتز - آلیت - اپیدوت - میکروکلین (- موسکوویت - بیوتیت)
شپست سبز	مجموعه کلسیت - دولومیت - کوارتز مجموعه کلسیت - ترمولیت - اپیدوت - کوارتز	مجموعه کلسیت - ترمولیت - کوارتز مجموعه کلسیت - دیوپسید - اپیدوت - کوارتز مجموعه کلسیت - دیوپسید - ایدوگراز - کوارتز
شپست سبز	مجموعه آلیت - کلریت - اپیدوت - کلسیت (- استیلپنوملان) مجموعه آلیت - آکتینوت - کلریت - اپیدوت مجموعه کلوکوفان - لائوسنیت - کلریت - آلیت	مجموعه آلیت - هورنبلند - اپیدوت (- گرونا) مجموعه کلوکوفان - لائوسنیت - دیوپسید - گرونا - آلیت
شپست سبز	مجموعه تالک - کربنات مجموعه آنتیگوریت - کربنات - سرپانتین مجموعه تالک - آکتینوت	آنتیگوریت مجموعه آکتینوت - کلریت مجموعه آنتوفیلیت - کلریت

در شیشههای کوارتز و فلدسپاری، مقدار فلدسپار زیادتر است و حاکی از آن است که ترکیب شیمیایی برای تشکیل آن مساعد بوده است. فلدسپار مزبور از نوع ارتوکلاز یا میکروکلین یا پلاژیوکلاز غنی از سدیم است. پلاژیوکلاز خاص آمفیبولیتها اساساً آلیگوکلاز یا آندزین است که با اپیدوت و کلینوزویت همراه است.

- کانیهای که از دگرگونی درجه ضعیف سنگهای آذرین بازیک به وجود می آیند. عبارت اند از: آلیت، اپیدوت، کلریت و آکتینوت؛ اسفن و کلسیت نیز به صورت کانیهای فرعی در آن حضور دارند. از دگرشکلی سنگهای پلوتونیک بازیک و اولترابازیک هم تالک، آنتیگوریت، سرپانتین و کربنات به وجود می آید که حضور آنها در شیشههای منیزیم دار امری عادی است. در درجات شدید کانی اساسی هورنبلند است. آنتوفیلیت نیز

فقط در سنگهای منیزیم‌دار ظاهر می‌شود. در سنگهای رخساره گرانولیتی، میکا و آمفیبول کمیاب است یا ابداً وجود ندارد. به جای میکا، آرتوز پرتیتی همراه با سیلیکاتهای آلومینیم مانند آلماندین، دیستن یا سیلیمانیت را پیدا می‌کنیم و به جای آمفیبول نیز پیروکسن (هیرستن یا دیوپسید)، پلاژیوکلاز، کلسیت و کوارتز هم ممکن است دیده شوند. کانیهای مانند روتیل به صورت فرعی یافت می‌شوند. در سنگهایی که کمبود سیلیس آشکار باشد، اولوین، کورندون، اسپینل را نیز می‌توان مشاهده کرد. در رخساره اکلوزیت نیز کانیهای مانند گرونا (بیشتر نوع پیروپ) و پیروکسن اُفاسیت وجود دارد (پیروکسنی است حد واسطه بین دیوپسید و ژادئیت) و گاهی دیستن و روتیل نیز یافت می‌شود.

- از دگرگونی درجه ضعیف سنگهای کربناتی که اصولاً به کالک شیست تبدیل می‌شوند کانیهای مانند کلسیت دولومیت، اپیدوت، ترمولیت، آکتینوت و گاهی کوارتز پدید می‌آید. در حالی که در درجات شدیدتر، به جای آمفیبول، پیروکسن حضور دارد، گرونا گروسولار یا گاهی اسکاپولیت، فلوگوپیت نیز یافت می‌شود. در رخساره‌های درجه شدیدتر نیز مجموعه پلاژیوکلاز - دیوپسید - هیرستن حضور دارند که گاهی با اسکاپولیت هم ممکن است همراه باشند.

- در گلوکوفان شیستها کانیها تنوع زیادتری دارند؛ زیرا، چنانکه خواهیم دید، این سنگها ممکن است در نتیجه متاسوماتیسم سدیم‌دار از سنگهای مختلف و در رخساره استثنایی فشار زیاد - دمای کم به وجود آید (رخساره شیست آبی). در این حالت با کانیهای گلوکوفان، ژادئیت، لاوسونیت، اپیدوت، پومپلایت و ... مشخص می‌گردند.

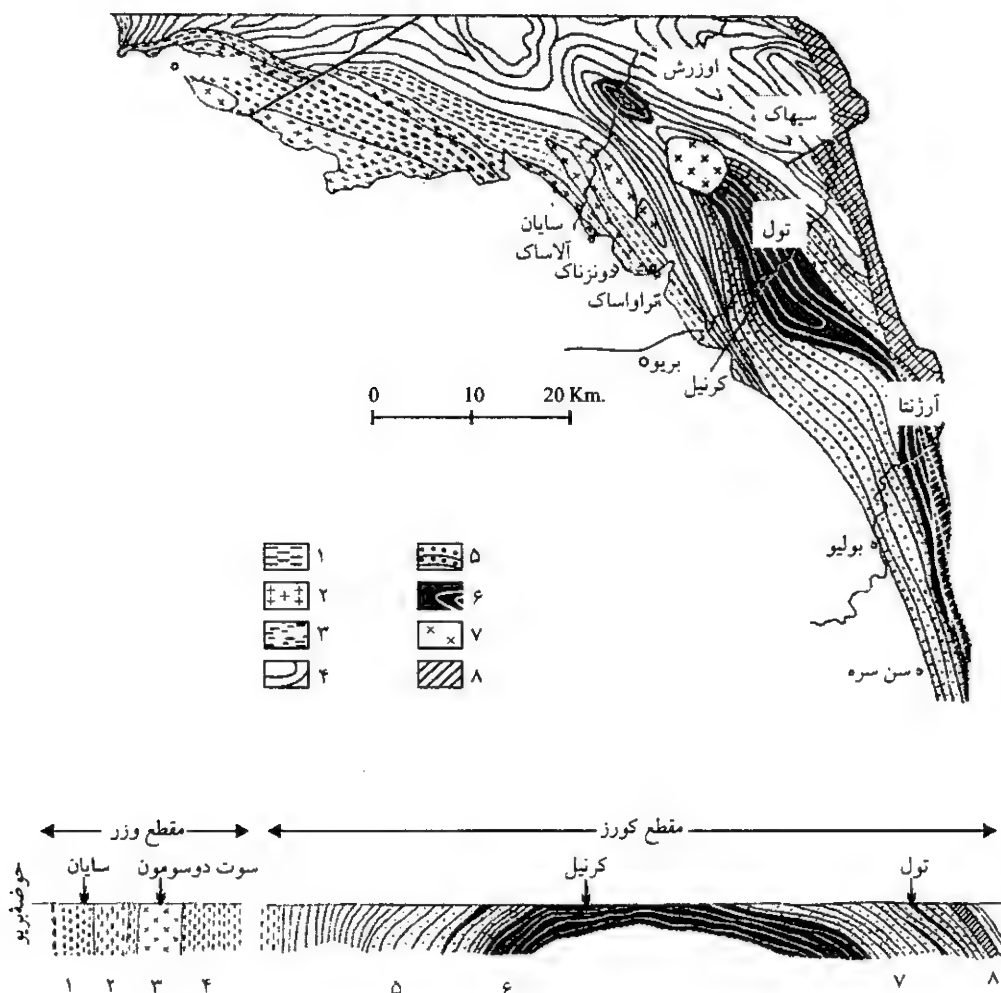
مثالی از یک سری دگرگونی ناحیه‌ای کلاسیک

در مغرب ماسیف سانترال فرانسه، ناحیه لیموزن سفلی، مثال جالبی از یک سری دگرگونی ناحیه‌ای وجود دارد که پهنای آن به بیش از ۴۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۷-۱۸) و می‌توان آن را تاق‌دیزی در نظر گرفت که هر قدر از حاشیه به مرکز آن توجه کنیم درجه و شدت دگرگونی بیشتر می‌شود، چنانکه در مقطع آن ملاحظه می‌کنیم این سری شامل:

۱. سرزمینهای شیستی متورق که در آن لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و آردواز (اسلیت) دیده می‌شود. ضخامت تقریبی آن در حدود ۴۰۰۰ متر است.
۲. در زیر آن سریستوشیست و کلریتوشیست وجود دارد که شیستوزیته ظریفی دارد و ضخامت آن به بیش از ۳۰۰۰ متر می‌رسد.

جدول ۷-۵ مجموعه کانیهای اصلی در رخساره‌های درجه شدید دگرگونی براساس نوع سنگ اولیه
(بدون کانیهای فرعی)

رخساره			نوع سنگ اولیه
اکلریت	گرانولیت	آمفیولیت (زیر رخساره درجات شدید)	
	مجموعه سیلیمانیت (- دیستن) - گرونا آرتوز - پلاژیوکلاز - کوارتز	مجموعه گرونا - بیوتیت - موسکویت - کوارتز - (الیگوکلاز) مجموعه دیستن - گرونا - موسکویت - بیوتیت - کوارتز مجموعه استرویتید - گرونا - بیوتیت - موسکویت - کوارتز مجموعه سیلیمانیت - بیوتیت - موسکویت - گرونا - کوارتز مجموعه بیوتیت - موسکویت - میکروکلین - کوارتز	تفاله
	مجموعه کوارتز - آرتوز - پلاژیوکلاز - سیلیمانیت (- دیستن) - گرونا مجموعه پلاژیوکلاز - کوارتز - آرتوز - هیپرستن - گرونا	مجموعه کوارتز - میکروکلین - پلاژیوکلاز - - موسکویت	کوارتز و فلسپاری
	مجموعه کلسیت - پلاژیوکلاز - دیوپسید (اسکاپولیت) - کوارتز مجموعه پلاژیوکلاز - دیوپسید - هیپرستن	مجموعه کلسیت - دیوپسید - کوارتز مجموعه کلسیت - دیوپسید - گروسولار مجموعه کلسیت - دیوپسید - کلینوزونیزیت (زونیزیت) - پلاژیوکلاز مجموعه کلسیت - دیوپسید - اسکاپولیت - فلوگویت	آهکی
افانیت - پیروپ (دیستن) - رزین	مجموعه پلاژیوکلاز - دیوپسید - هیپرستن - گرونا مجموعه اولوین - انستاتیت - آنتوفیلیت (- کامینگتونیت)	مجموعه هورنبلند - پلاژیوکلاز - اپیدوت - اسفن (کوارتز - بیوتیت) مجموعه هورنبلند - پلاژیوکلاز - گرونا - اسفن (- اپیدوت) مجموعه هورنبلند - پلاژیوکلاز - دیوپسید - اسفن (- اپیدوت) مجموعه اولوین - آکتینوت - آنتوفیلیت - (- کامینگتونیت)	بازیک و منیجیتار



۱. ماسه سنگ و آردواز
۲. سربستوشیت
۳. میکاشیت
۴. گنیس دومیکادار
۵. لپتیت
۶. میگماتیت
۷. گرانیت نفوذی که بعداً در سری دگرگونی ترزیق شده
۸. میلونیت و دگرگونیهای ناشی از جابه جایی گسل آرژنتا

شکل ۷-۱۸ نقشه ساده زمین شناسی لیموزن سفلی (ماسیف سانتال فرانسه) و مقطع سری دگرگونی آن در پایین.

۳. میکاشیستها با شیستوزیته مشخص و واضح که در آنها می‌توان بلورهای موسکوویت و بیوتیت را با چشم تشخیص داد. با کمی دقت، بلورهای کوارتز را در آن می‌توان دید ولی اثبات وجود فلدسپار فقط در زیر میکروسکوپ امکان‌پذیر است. این سنگها، به‌علت وفور بیوتیت، تیره‌رنگ و براق‌اند. ضخامت آنها کمی بیش از ۴۰۰۰ متر است.

۴. گنیس دومیکادار که فلدسپار در آن مشخص است و ضخامت تقریبی آن به ۳۰۰۰ متر می‌رسد.

۵. لپتینیت که از نظر ترکیب مشابه گنیس قبلی است و سنگی سفید تا گلی‌رنگ تقریباً فاقد میکاست. این سنگ از تغییر و تبدیل گنیسهای دومیکادار به‌وجود آمده است.

۶. سنگهای گنیسی سرشار از فلدسپار (گنیس چشمی) و سپس میگماتیتها که ضخامت زیادی به خود اختصاص داده‌اند. توضیح آنکه در آن توده‌های گرانیته نیز وجود دارند که زمان استقرار آنها دیرتر صورت گرفته به‌نحوی که دگرگونی مجاورتی‌ای در حاشیه خود ایجاد کرده‌اند.

مثال فوق، یک مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای در مقیاس وسیع را نشان می‌دهد که تماماً از دگرگونی سنگهای پلیتی به‌وجود آمده‌اند. بررسیهای ژئوشیمیایی نیز نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی شماره‌های ۱ تا ۵ تقریباً ثابت و مشابه ترکیب سنگهای پلیتی رس - ماسه‌ای است. بنابراین، سری سنگهای ۱ تا ۵ در سیستم بسته یا در محیط توپوشیمیایی به‌وجود آمده‌اند. ولی سنگهای گنیس چشمی (شماره ۶) دارای فلدسپار زیاد و به‌نظر محققانی که این سری را بررسی کرده‌اند، این سنگ در سیستم باز (آلوشیمیایی) به‌وجود آمده و به‌عبارت دیگر موادی از اعماق به آن وارد شده و این سنگ تحت‌تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته است.

با این توضیحات فوق، به‌نظر می‌رسد که سری مورد بحث، از خارج به داخل، تحت شرایط متفاوتی قرار گرفته و شاهد آن بافت و ترکیب کانی‌شناسی سنگهای حاصل است.

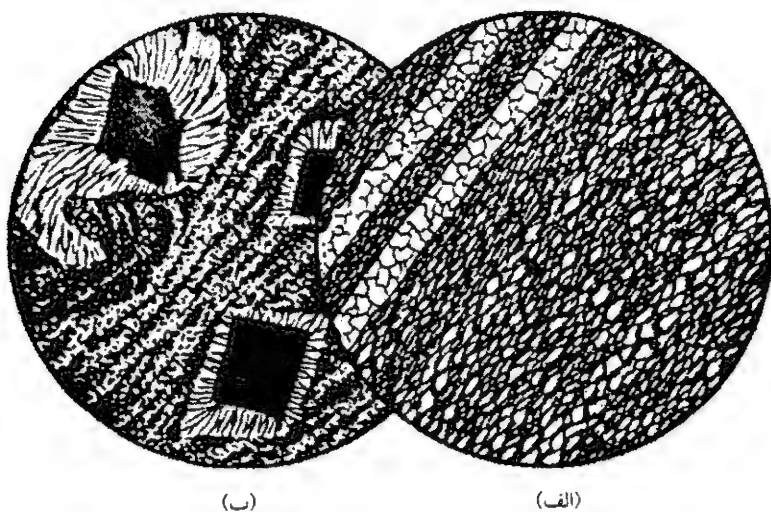
اقسام سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

۱. اسلیتها

اسلیتها سنگهایی دانه‌ریزند و خود از دگرگونی رسوبات دانه‌ریزتر به‌وجود می‌آیند که عادی‌ترین آنها رسوبات پلیتی است. کانیهای اساسی این سنگها، میکای سفید، کلریت، کوارتز و در بعضی حالات در آن لکه‌های تیره‌رنگ گرافیت هم دیده می‌شود (شکل ۷-۵ الف).

کانیهای فرعی نیز عمدتاً تورمالین، روتیل، اپیدوت، اسفن و اکسیدهای آهن است. حضور تورمالین در اسلیتها ممکن است تنها از منشأ سیالات ماگمایی نباشد زیرا بور در بسیاری از گلهای دریایی یافت می‌شود که در نتیجه دگرگونی ممکن است به تورمالین بدل شود. اپیدوت اصولاً فقط در اسلیتهای سبزرنگی فراوان است که خود از دگرگونی توفهای رسوبی به وجود می‌آید و ممکن است با آلbit همراه باشد. ترکیبات آهن ممکن است به صورت مانیتیت اکتائدری یا پیریت مکعبی (شکل ۷-۱۹) یا گاهی به صورت هماتیت در سنگ دیده شود. به همین دلیل رنگ اسلیتها متفاوت است. چنانکه اسلیتهای سبزرنگ معرف حضور آهن دوظرفیتی و اسلیتهای قرمز و ارغوانی معرف وجود آهن سه ظرفیتی و اسلیتهای پیریت‌دار نیز سیاه‌رنگ‌اند. وجود مواد آلی هم ممکن است رنگ اسلیت را سیاه کند.

از اختصاصات مهم اسلیتها تورق آسان آن است که به آن کلیواژ اسلیتی هم می‌گویند و عبارت است از قرار گرفتن کانیهای بسیار دانه‌ریز ورقه‌ای (میکا و کلریت)



شکل ۷-۱۹ الف) اسلیت پلیتی. این مقطع بر سطح شistosozite عمود است و در آن کوارتز، میکای سفید، کلریت و اکسید آهن وجود دارد. رگه‌های کوارتز به موازات شistosozite قرار دارند. عرض مقطع ۳ میلی‌متر است. ب) اسلیت پیریت و گرافیت‌دار. در اطراف پورفیروبیلاستهای پیریت، رشته‌های کوارتز و کلریت در سایه بلور پیریت، متبلور شده‌اند. انحنای رشته‌های کوارتز در سمت چپ و بالا، چرخش پورفیروبیلاست را نشان می‌دهد. عرض مقطع ۴ میلی‌متر است.

به موازات و در امتداد سطوح شیستوزیته است کلیواژ اسلیتی را می‌توان سطوح شیستوزیته بسیار منظمی دانست که اغلب نسبت به لایه‌بندی اولیه سنگ متقاطع است و همان‌طور که قبلاً گفته شد، تا اندازه‌ای با سطح محوری چین موازی است. گاهی رگه‌های نازک کوارتز، کلیواژ اسلیتی را مشخص می‌کند (شکل ۷-۱۹ الف). تشخیص لایه‌بندی سنگ اولیه در اسلیت حائز اهمیت است که به کمک تغییر رنگ و بافت و گاهی خواصی فسیل در سطح لایه‌ها می‌توان این مشکل را حل کرد.

گاهی ممکن است دو یا چند سطح شیستوزیته متقاطع در اسلیتها دیده شود که معرف مراحل دگرشکلی مختلف سنگ است چنانکه:

- در مرحله اول دگرشکلی (که به آن دگرشکلی پیش از تبلور می‌گویند)، سطح S شیستوزیته مشخص می‌شود. در این حالت بلورهای تغییر شکل نیافته و ورقه‌های طولی شده میکای سفید و کلریت روی سطح S قرار می‌گیرند. این بلورها نسبت به حرکات لغزشی دیرتر متبلور شده‌اند. بعضی از محققان، سطوح شیستوزیته قبل از تبلور S فوق را به نام کلیواژ اسلیتی یا کلیواژ جریان می‌نامند.

- در مرحله دوم که به نام حرکات بعد از تبلور خوانده می‌شود، کلیواژ اسلیتی وضع ورقه‌ای میکا را تغییر می‌دهد. بلورها پیچ و تاب برمی‌دارند و جهت‌یافتگی مجدد آنها فقط در جوار سطوح لغزشی بعد از تبلور محدود می‌شود. تورق حاصل را تورق بعد از تبلور می‌گویند و به اسامی فیلز^۱، لغزش واتنشی^۲ یا کلیواژ شکستگی^۳ (درزه‌ای) نیز نامیده می‌شود.

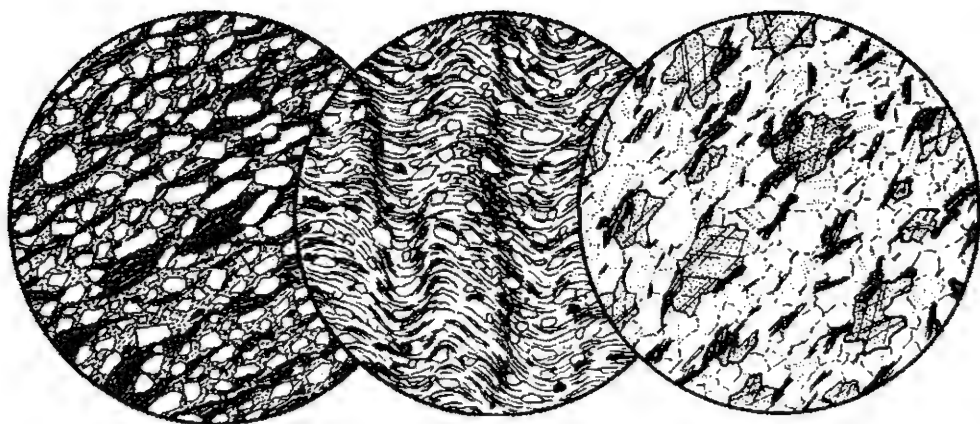
آردواز^۴، در فرانسه به جای اسلیت، اصطلاح آردواز را به کار می‌برند که در فارسی به آن سنگ لوح گفته شده است. در این صورت، اسلیت، سنگ لوح و آردواز همه به یک معنایند. آردواز سنگی دانه‌ریز و دارای شیستوزیته یا فولیاسیون بسیار مشخص و منظم است و از تغییر شکل شیلای سیلیسی در درجات دگرگونی ضعیف به وجود می‌آید. شیستهای آردوازی نوعی آردواز با شیستوزیته بسیار ظریف است و از نظر درجه دگرگونی، بین سبگهای پلیتی (دگرگون نشده) و اسلیت قرار می‌گیرند. مؤلفان انگلیسی به آن سمی‌شیست می‌گویند (شکل ۷-۲۰ ج) و، همان‌طور که قبلاً ذکر شد، جهت‌یافتگی آن فقط بر اثر دگرگونی دینامیکی ایجاد می‌شود.

1. false

2. strain slip

3. fracture Cleavage

4. ardoise



(ج)

(ب)

(الف)

شکل ۷-۲۰ شیستهای دگرگونی درجه ضعیف (قطر دایره‌ها ۲ میلی‌متر است).

(الف) کلریت + آلپیت + کلسیت شیست،

(ب) موسکوویت + کلریت + کوارتز شیست که شیستوزیته آن بعداً به چینهای کوچک تبدیل شده است.

(ج) سمی شیست که در آن دانه‌های کوارتز در زمینه‌ای از شیستوزیته دیده می‌شوند.

۲. فیلیتها

با افزایش درجه دگرگونی (گاهی به علت دمای زیادتر، استمرار شرایط دگرگونی یا ادامه فعالیت سیالات) اسلیتها به فیلیت تبدیل می‌شوند. از نظر کانی‌شناسی، فیلیتها مشابه اسلیت‌اند ولی از آن دانه‌درشت‌ترند. بر اساس شکل ۷-۱۶، فیلیت‌های دگرگونی در زیر اسلیتها یا آردوازا و به عبارت دیگر، در منطقه داخلی‌تر از آن به وجود می‌آیند و حاوی سربیسیت، کلریت و کوارتزند، به نحوی که ورقه‌های میکای آن در امتداد سطوح پهن خود بر سطح شیستوزیته یا تورق قرار می‌گیرند و سنگ منظره ابریشمی پیدا می‌کند. گاهی در فیلیتها، بیوتیت نیز دیده می‌شود که نشانه افزایش دما برای ظهور این کانی است.

حضور کانیهای دانه‌درشت در فیلیتها موجب می‌شود تا فیلیتها را از نظر درجه دگرگونی بین اسلیت و میکاشیست در نظر بگیریم. فیلیتهایی که دارای موسکوویت، سربیسیت، پاراگونیست و هیدرومیکای زیاد باشند، رنگ روشن و جلای نقره‌ای دارند. فیلیتهای سرشار از کلریت نیز به رنگ سبز و دارای جلای مخملی‌اند. انواع تالک‌دار آن را

سنگ صابون می‌گویند که جلای چرب دارند. فیلیتهای غنی از گرافیت، جلای فلزی و رنگ خاکستری سربی دارند.

همان‌طور که گفته شد، فیلیتها (به‌جز سنگ صابون)، دارای فولیاسیون مشخص‌تری نسبت به اسلیت‌اند زیرا دانه‌درشت‌تر از آن‌اند و علاوه بر حضور کانیه‌های ورقه‌ای فابریک نواری نیز دارند. معمولاً چینهای کوچک (در مقیاس میکروسکوپی یا نمونه دستی) باعث ایجاد لینه‌آسیون در فیلیت می‌شود که درباره نحوه تشکیل آن قبلاً صحبت کرده‌ایم. در بعضی از فیلیتها، پورفیروبلاستهای درشتی از گرونا، بیوتیت، کلریتوید، مانیتیت، پیریت یا کربناتها وجود دارد که ممکن است فولیاسیون میکایی را قطع کند (در این صورت بعد از تغییر شکل به‌وجود آمده‌اند) یا میکاهای مجاور خود را کنار زده و رشد کرده‌اند (در این صورت همزمان با میکا رشد کرده‌اند).

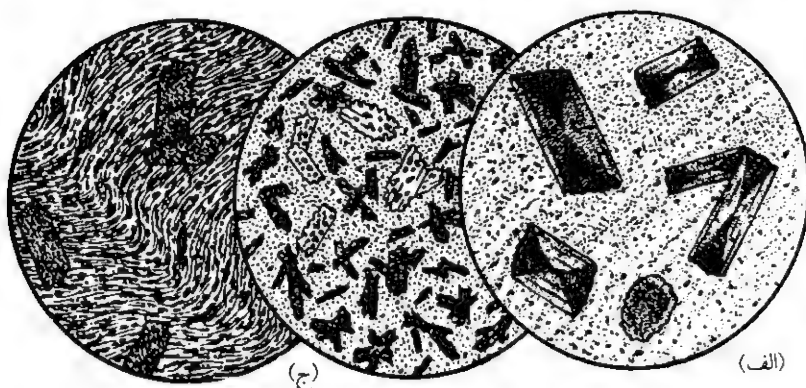
فیلیتها معرف رخساره شیست سبزند و همان‌طور که قبلاً گفته شد گروناهای موجود در فیلیت از نوع منگنزدارند. اگر در فیلیت، آندالوزیت و کوردیریت دیده شود، در این حالت به زون دگرگونی مجاورتی نزدیک شده‌ایم، این همان اسلیت لکه‌دار است که قبلاً راجع به آن صحبت کرده‌ایم (شکل ۷-۳).

اقسام فیلیتها

فیلاذ. در نامگذاری فرانسوی عبارت از شیستهای دگرگون‌شده سرشار از میکاست که در آن ورقه‌های سریست و کلریت را می‌توان تشخیص داد و معادل فیلیت انگلیسی است. *فیلیتهای گرافیتی*. از دگرگونی شیل‌های زغال‌دار به‌وجود می‌آید و معادل فرانسه آن شیستهای گرافیتی است، با توجه به شناختی که از گرافیت داریم وقتی مقدار آن زیاد باشد مانع تأثیر دگرگونی می‌شود. به‌همین دلیل فیلیتهای گرافیتی را می‌توان همراه با شیستهای گرونا و حتی استروئیددار مشاهده کرد. فیلیتهای گرافیتی جلای چرب دارند و دست را سیاه می‌کنند. این قبیل فیلیتها را می‌توان در ناحیه همدان و حوالی ده سلم (شرق ایران) پیدا کرد.

فیلیت گرونا‌دار. گاهی در فیلیتها، دانه‌های کوچک گرونا در حدود میلی‌متر و به رنگ قرمز تیره تا سیاه‌رنگ دیده می‌شود که غنی از منگنز است (اسپسارتیت). *فیلیت کلریتوئید‌دار*. در سنگهایی که مقدار آهن و منیزیم زیاد و پتاسیم کم باشد

پورفیروبلاستهای از کلریتوید به وجود می‌آید. مجموعه کانی‌شناسی این سنگ در سه حالت متفاوت در شکل ۷-۲۱، نشان داده شده است.



شکل ۷-۲۱ (الف) فلیت کلریتویددار - پورفیروبلاست کلریتوید یا ماکل ساعت شنی در زمینه‌ای از کوارتز + موسکوویت + اکسید آهن - تیتان.
(ب) فلیت کلریتوید و آندالوزیت‌دار در زمینه‌ای از کوارتز + موسکوویت + کمی بیوتیت

(ج) فلیت کلریتوید موسکوویت - گرافیت - کلریت‌دار. پورفیروبلاستهای کلریتوید بعد از دگرشکلی متبلور شده‌اند و در نتیجه انکلوژیونهای موازی متن سنگ در آن دیده می‌شود. قطر دایره‌ها ۳ میلی‌متر است.

۳. شیستها

برای انگلیسی زبانان، شیست، سنگ دگرگونی فولیاسیون‌داری است که کانیهای آن با چشم قابل تشخیص است (تفاوت آن نسبت به فیلیتها). بنابراین درجه دگرگونی آن شدیدتر از فلیت است. در فرانسه، شیست سنگ متورق و یا غیرمتورقی است که از سخت‌شدگی رسوبات پلیتی به وجود می‌آید. در این حالت معادل کلمه شیل انگلیسی‌زبانان است. ما در اینجا، از اصطلاح انگلیسی‌زبانها استفاده می‌کنیم و شیستها را سنگها دگرگونی ناحیه‌ای محسوب می‌داریم، در فرانسه، به جای شیست از اصطلاح میکاشیست استفاده می‌کنند.

شیستها فراوانترین سنگهای دگرگونی به حساب می‌آیند. وجود شیستوزیته یا لینه‌آسیون از مشخصات اساسی آنهاست. در شیستهای درجه ضعیف، کانیهای ورقه‌ای فراوانتر است، ولی با افزایش دما نسبت کانیهای میکایی آن به علت تبدیل به کانیهای دیگر (که اغلب متساوی‌البعادند) کم می‌شود و در نتیجه شیستوزیته آن ضعیفتر می‌گردد و تدریجاً به

فابریک گنیسی نزدیک می‌شود.

شیست‌ها را براساس فراوانی نوع کانیهای برتر نامگذاری می‌کنند، مانند میکاشیست، سربیسیت شیست، کلریت شیست، گلوکوفان شیست، تالک شیست و سرپانتین شیست. به‌علاوه، برحسب نوع سنگ مادری که شیست‌ها از آن به‌وجود می‌آید نیز می‌توان آنها را به چهار گروه زیر تقسیم‌بندی کرد:

۱. شیست‌هایی که از دگرگونی رسوبات رسی یا کوارتز - فلدسپاری به‌وجود می‌آیند، مانند اقسام میکاشیست‌ها،

۲. شیست‌هایی که منشأ کربناتی دارند یا کالک شیست‌ها،

۳. شیست‌هایی که از دگرگونی سنگهای آذرین حد واسط تا بازیک نتیجه می‌شوند،

مثلاً شیست‌های سبز،

۴. شیست‌هایی که از دگرگونی سنگهای اولترابازیک به‌وجود می‌آیند، مانند شیست‌های

مینزیم‌دار

۳-۱. شیست‌هایی که از دگرگونی رسوبات رسی به‌وجود می‌آیند. در این قبیل شیست‌ها، اصولاً میکا بسیار فراوان است که عموماً در امتداد سطح فولیاسیون قرار می‌گیرد. این امر موجب تورق آسان سنگ می‌شود. فراوانی میکا در این سنگها را می‌توان هم به ترکیب شیمیایی محیط (مخصوصاً فراوانی آلومینیم) و هم به شرایط تشکیل و پایداری میکاها مربوط دانست چنانکه:

موسکویت کانی مشخص دگرگونی درجه ضعیف و متوسط است و در مجموعه‌های گوناگون یافت می‌شود. بعضی از این مجموعه‌ها را در جدول ۷-۳ نشان داده‌ایم. موسکویت ممکن است از تبلور مجدد کانیهای رسی پتاسیم‌دار یا از تخریب فلدسپارها (دگرگونی قهقرایی) به‌وجود آید. درحالت اخیر بسیار دانه‌ریز (سربیسیت) است و در سطح فلدسپار و در امتداد رخیهای آن دیده می‌شود. موسکویت در درجات شدیدتر به فلدسپار تبدیل می‌شود و سنگ تورق آسان خود را از دست می‌دهد. به‌علاوه، طبق روابط زیر در واکنشهای متعددی شرکت می‌کند:

کلریت سبز تیره + بیوتیت → کلریت سبز روشن + موسکویت

فلدسپار پتاسیم + آلماندین → بیوتیت + موسکویت

بیوتیت + استروئید → کلریتوئید + موسکویت

فلدسپار پتاسیم + دیستن → کوارتز + موسکوویت
 فلدسپار پتاسیم + سیلیمانیت → کوارتز + موسکوویت
 کوارتز + سیلیمانیت + بیوتیت → گرونا + موسکوویت

کلریت از کانیهای عادی میکاشیستهاست و ممکن است به صورت مجموعه:

کلریت + سریسیت + کوارتز
 کلریت + موسکوویت + کوارتز
 کلریت + کلریتوید + کوارتز ± گرونا

در سنگ دیده شود. با افزایش درجه دگرگونی، ابتدا کلریت دانه درشت تر ولی تدریجاً از مقدار آن کاسته می شود و به بیوتیت و سپس به آلماندین تبدیل می شود.

بیوتیت نیز از کانیهای مهم میکاشیستها محسوب می شود، ولی در شرایط درجات شدید بر ابعاد آن اضافه و به فلدسپار پتاسیم تبدیل می شود.

کلریتوید در مراحل اولیه دگرگونی از تغییر و تبدیل سنگهای رسی آلومینیم و آهن دار ولی کم پتاسیم به وجود می آید و تا شدت متوسط دگرگونی پایدار می ماند و سپس به استروئید تبدیل می شود که حضور آن معرف آهن نسبتاً زیاد در محیط است:

بیوتیت + استروئید → موسکوویت + کلریتوید
 گرونا + استروئید → کلریت + کلریتوید

استروئید در درجات دگرگونی شدیدتر به آلماندین و دیستن بدل می گردد.

گرونا نوع آلماندین فراوانترین کانی دگرگونی درجه متوسط سنگهای رسی است. با افزایش شدت دگرگونی مقدار منیزیم گرونا زیادتر و به پیروپ تبدیل می شود. ولی هرچه متگنز گرونا کمتر باشد، مقاومت آن در مقابل هوازدگی بیشتر می شود و روی سطح سنگ به حالت برجسته باقی می ماند. اساساً گروناها به صورت پورفایرولاست ظاهر می شوند و ممکن است در آن آثار حرکات چرخشی را به صورت ساختار حلزونی مشاهده کنیم.

کیانیت یا دیستن، معرف درجه دگرگونی شدید است و معمولاً از موسکوویت به وجود می آید:

فلدسپار پتاسیم + کیانیت → موسکوویت

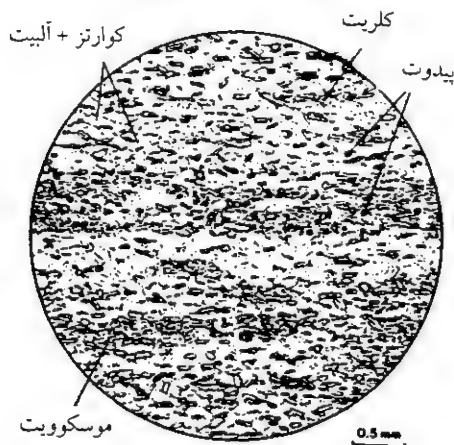
با افزایش دما کیانیت به سیلیمانیت تبدیل می شود ولی در فشار زیاد تنها کیانیت پایدار است.

مقدار فلدسپار در شیستها بسیار متغیر است. در تمام میکاشیستها، فلدسپار به صورت

دانه‌های ریز وجود دارد ولی با چشم قابل تشخیص نیست. با افزایش شدت دگرگونی بلورهای آن دانه‌درشت‌تر و در این صورت به قلمرو گنیس وارد می‌شود.

روی زمین گاهی می‌توان تغییر و تبدیل میکاشیستهای پلیتی درجه شدید را به گرانیتها به اثبات رسانید. در این حالت میکاشیستهای پورفیروبلاست‌دار و گنیسهای چشمی (از نوع فلدسپار) را می‌توان به‌عنوان انواع حد واسط معرفی کنیم. در این نوع گرانیتها می‌توان هم‌رشدی موسکوویت و بیوتیت و هم‌رشدی کوارتز و آلگوکلاز (حالتی از میرمکیت) را ملاحظه نمود.

به‌طور کلی، کانیهای پلیتی نسبت به تغییرات دما و فشار حساس‌اند و به کمک همین کانیها می‌توان حالات چند دگرگونی (پلی متامورفیسم) را به اثبات رسانید. مثلاً حضور کانیهای «تنش‌ناپذیر» مانند کوردیریت و آندالوزیت که خاص هورنفلسهاست با کانیهای «تنش‌پذیر» مانند استرویتید و گرونا، نشان‌دهنده شرکت سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در دگرگونی مجاورتی است یا دگرگونی قهقرایی را می‌توان بر اثر پدیده کلریتی شدن بیوتیت و گرونا؛ تبدیل استرویتید به کلریتوید یا کلریت را می‌توان با جانیشینی بخشی از کیانیت به وسیله موسکوویت به اثبات رسانید. وقتی کلریت به‌طور کامل به‌جای بیوتیت بنشیند، می‌توان منشأ ثانوی آن را با رشته‌های سوزنی روتیل یا دانه‌های اسفن که حاکی از آزاد شدن تیتان است در آن آشکار ساخت.



شکل ۷-۲۲ شیست با دگرگونی درجه ضعیف که در آن مجموعه موسکوویت + کوارتز + آلبت + کلریت + اپیدوت دیده می‌شود و از دگرگونی ناحیه‌ای سنگهای آتشفشانی اسید به‌وجود آمده است.

۲-۳. شیستهایی که از دگرگونی سنگهای کوارتز و فلدسپاری به وجود می آیند. این قبیل شیستها اساساً از دگرگونی رسوبات آرنی و سنگهای آذرین سیلیس دار به وجود می آیند. در درجات دگرگونی ضعیف تا متوسط کانیهای تشکیل دهنده آن همان انواعی اند که در شیستهای ناشی از رسوبات رسی دیده می شوند. ولی در این قبیل شیستها، کوارتز و آلپیت فراوانتر و درصد اپیدوت نیز زیادتر است. به علاوه، مقدار میکای سفید و کلریت آنها کمتر است. به علت ترکیب خاص این قبیل سنگها، درصد آنورتیت پلاژیوکلاز کم (در حدود ۵ درصد) است و به همین دلیل از کانی آلپیت نام برده ایم. بلورهای آلپیت غالباً فاقد ماکل اند و ندرتاً دارای ماکل آلپیت - پریکلین اند. شیستوزیته و لینه آسیون و تناوب لایه بندی (لایه های کوارتز و فلدسپار) در بسیاری از شیستهای این گروه وجود دارد.

در درجات شدید، کانیها دانه درشت تر و مقدار کانیهای ورقه ای آن کمتر می شود و در نتیجه قابلیت تورق آن کمتر و به عبارت دیگر شیستوزیته آن نامنظم تر می شود. این حالت، خاص گنیسها، لپتیتها، گرانولیتها و لپتیتهاست که جزو شیستها به حساب نمی آیند و بعداً درباره آنها صحبت خواهیم کرد.

۳-۳. کالک شیستها یا شیستهایی که منشأ کربناتی دارند. کالک شیستها از دگرگونی شیلهای غنی از کلسیم، سنگهای آهکی و دولومیتی رس دار به وجود می آیند. از دگرگونی ناحیه ای این قبیل سنگها، کالک شیست و مرمر ایجاد می شود. ممکن است در این سنگها کانیهایی مانند کوارتز، آلپیت، موسکویت، اپیدوت، اسفن و کلریت را ملاحظه کنیم که وجود آنها معرف ناخالصیهای سنگ آهک اولیه از سیلیس و رس است. نوع کانیهای رسی، تعیین کننده نوع کانیهای میکابی و در نتیجه معرف درجه دگرگونی سنگ است.

در درجات دگرگونی ضعیف و متوسط، دولومیت نیز مانند کلسیت به صورت مرمر در می آید، به شرط آنکه سیلیس در محیط وجود نداشته باشد؛ زیرا حتی در درجات نسبتاً کم دگرگونی، دولومیت با سیلیس ترکیب می شود و ترمولیت، دیوپسید یا گروسولار به وجود می آید. به طور کلی آن دسته از سنگهای آهکی که از کربنات کلسیم خالص تشکیل شده باشد اهمیت چندانی در دگرگونی ندارند، زیرا فقط اندازه دانه های سنگ درشت تر می شود و شرایط دگرگونی مشخص نمی گردد، به جز در حالتی که کلسیت به آراگونیت تبدیل می شود و این تغییر شکل در شرایط کاملاً استثنایی امکان پذیر است*. ولی اگر در

* آراگونیت چند شکلی فشار زیاد کلسیت است و به مرور مجدداً به کلسیت تبدیل می شود.

رسوب اولیه کوارتز، دولومیت و رس وجود داشته باشد. کانیهای نظیر تالک، بروسیت، اپیدوت، گرونا، آمفیبول، اسکاپولیت، ولاستونیت، دیوپسید و ایدوکرز پدیدار می‌شود که به کمک آنها می‌توان هم درجه دگرگونی را مشخص ساخت و هم نوع سنگ مادر را معین کرد، چنانکه:

در دمای معادل رخساره شیبست سبز اگر سنگ آهک دولومیتی دگرگون شود، به شرط آنکه در محیط کوارتز هم وجود داشته باشد، مجموعه کانیهای زیر ظاهر می‌شوند:

کلسیت + دولومیت + ترمولیت

کلسیت + ترمولیت + اپیدوت + کوارتز

در دمای کمی زیادتر که با رخساره درجه ضعیف آمفیبولیت مطابقت داشته باشد، مجموعه کانیها عبارت‌اند از:

کلسیت + ترمولیت + زوئیزیت + کوارتز

کلسیت + گروسولار + دیوپسید

کلسیت + دیوپسید + ایدوکرز + کوارتز

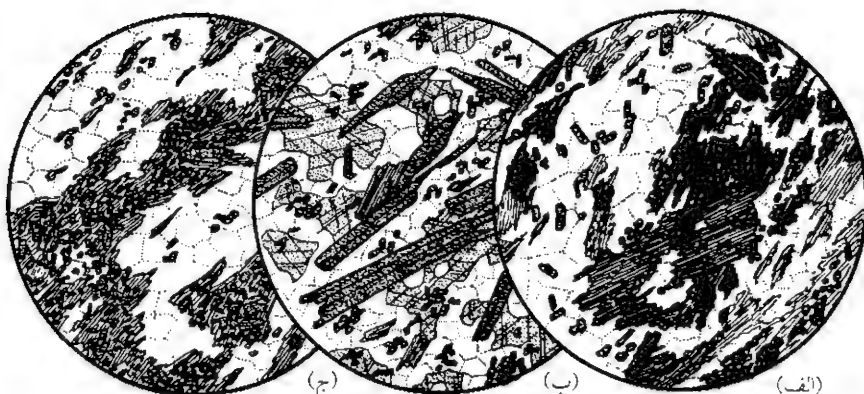
در هر یک از مجموعه‌های فوق ممکن است بلورهای اسفن، میکای سفید و آلپیت به‌صورت کانی فرعی وجود داشته باشد. اپیدوت و زوئیزیت در کالک شیستهای ظاهر می‌شود که مقدار آلومینیم در سنگ زیاد ولی K_2O در محیط وجود نداشته باشد.

در بعضی از سنگهای این گروه ممکن است کانیهای دانه‌ریز آهک بر اثر سایش و خردشدگی از کانیهای دانه‌درشت‌تر به‌وجود آیند. وجود ماکل تیغه‌ای در کلسیت و دولومیت در آهکهایی که تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته باشند امر عادی است. تصور بر این است که این ماکل بر اثر لغزش طی دگرشکلی خمیری به‌وجود آید که قبلاً درباره آن توضیح داده‌ایم (فصل دوم).

۳-۴. شیستهای سبز. این سنگها از دگرگونی ناحیه‌ای سنگهای بازیک و

نیمه‌بازیک در دماهای کم به‌وجود می‌آیند. این سنگها را می‌توان سنگهای سبز رنگ متورقی دانست که رنگ سبز آن معلول حضور کانیهای سبزرنگ مانند کلریت، اپیدوت، آکینوت در سنگ است. گاهی این کانیهای سبزرنگ با لایه‌های سفیدرنگ سرشار از آلپیت به‌طور متناوب قرار می‌گیرد. مجموعه کانیهایی که در شیستهای سبز یافت می‌شوند عبارت‌اند از:

مجموعه کلریت + اپیدوت + آکینوت + آلپیت (شکل ۷-۲۳ ب)
مجموعه آکینوت + اپیدوت + آلپیت



شکل ۷-۲۳ سه نوع شیست سبز (قطر دایره‌ها ۲ میلی‌متر است)
(الف) آلپیت + استیلپنوملان + کلریت + اپیدوت شیست
(ب) آکینوت + آلپیت + اپیدوت + کلریت شیست
(ج) آلپیت + اپیدوت + کلریت شیست در زمینه گرانوبلاستی آلپیت.

برحسب فراوانی هر یک از این کانیها کلریت شیست، اپیدوت شیست، آکینوت شیست به وجود می‌آید که هر سه از شیستهای سبز محسوب می‌شوند.

کلریت‌های موجود در شیستهای سبز از نظر ترکیب متفاوت‌اند، ولی عموماً از نوع آهن دارند و پلئوکروئیسم شدید دارند.

اپیدوت از انواع سرشار از آهن تا انواع کلینوزوئیزیت متفاوت‌اند و غالباً به صورت بلورهای منشوری طویل ایدئوبلاست در امتداد و موازی با جهات شیستوزیته و لینه‌آسیون دیده می‌شود (شکل ۷-۲۳).

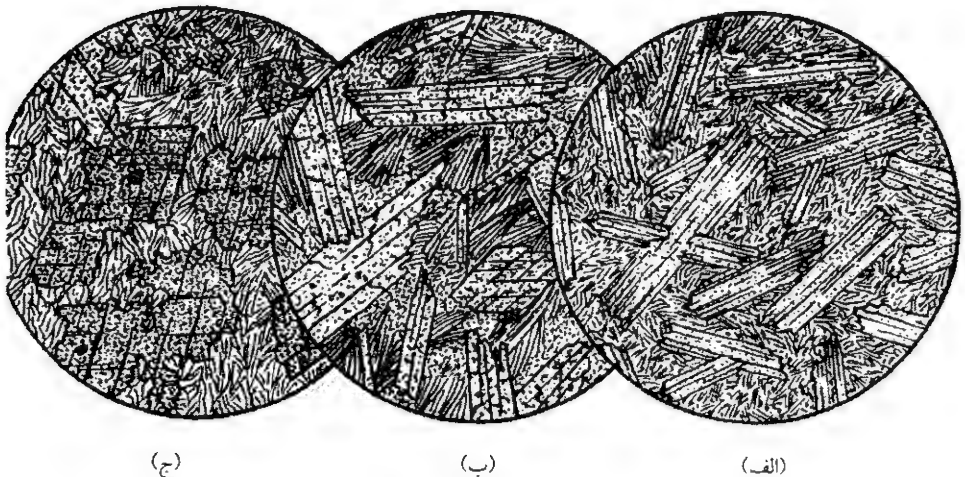
اصولاً در درجات دگرگونی ضعیف، مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز کم (صفر تا ۷ درصد) است. پلاژیوکلاز ممکن است به صورت دانه‌های کوچک موزاییکی و یا به صورت پورفیروبل‌های خودشکل باشد. در این حالت غالباً اپیدوت تاب‌خورده یا آکینوت سوزنی آن را محصور کرده است. آکینوت در شیستهای سبز، به صورت منشورهای باریک و طویل یا سوزنهای رشته‌مانند دیده می‌شود. گاهی به جای آن ترمولیت سبز کم‌رنگ ظاهر می‌گردد.

در بسیاری از شیستهای سبز بلورهای مانیتیت، اسفن و گاهی آپاتیت به صورت فرعی دیده می‌شود. بلورهای کوارتز چندان زیاد نیست، ولی اگر سنگ والد از نوع توف

باشد، بلورهای کوارتز آن زیاد و همراه با بیوتیت است. شیشه‌های سبز که در رخساره آل بیت - اپیدوت و آمفیبولیت متبلور می‌شوند تقریباً دارای همان ترکیب کانی‌شناسی‌اند که در بالا به آن اشاره شد، فقط آمفیبول آن از نوع هورنبلند آلومین‌دار و اصولاً دارای گروناست.

پرازینیت نوعی شیشه سبز است که در آن سه کانی تشکیل‌دهنده آکینوت یا هورنبلند سبز، کلریت و اپیدوت با نسبت تقریباً مساوی وجود داشته باشد. این سنگ تقریباً بدون کوارتز است ولی کمی آل بیت در آن وجود دارد.

۳-۵. شیشه‌های منیزیم‌دار. پریدوتیتها و سایر سنگهای اولترابازیک در دماهای کم و متوسط ممکن است در محیط آبدار یا خشک دگرگون شوند. دگرگونی این قبیل سنگها علاوه بر دما و فشار به مقدار بخار آب، SiO_2 و گاز CO_2 و دیگر مواد محلول بستگی دارد. در محیط خشک، بلورهای اولیوین و انستاتیت پریدوتیتها خرد می‌شوند و تبلور مجدد پیدا می‌کنند.



(ج)

(ب)

(الف)

شکل ۷-۲۴ شیشه‌های منیزیم‌دار (قطر دایره‌ها ۲ میلی‌متر است).
 (الف) کلریت + تالک شیشه؛ بلورهای طویل کلریت است که در زمینه‌ای از تالک پراکنده‌اند.
 (ب) کلریت + تالک + ترمولیت شیشه که علاوه بر حالت الف، ترمولیت‌های درشت‌بلور نیز وجود دارد.
 (ج) منیزیت + تالک شیشه یا کرینات - تالک شیشه. درشت‌بلور، منیزیت در داخل تالک پراکنده است.

در محیط آبدار وجود SiO_2 و CO_2 حتی در دماهای کم، موجب دگرشکلی آنها می شود و محصولات نهایی این تغییر و تبدیل ایجاد شیستهای آنتی گوریت دار*، شیستهای آکینوت - تالک دار، سنگ صابون (یا سنگ کربنات - تالک) و سنگ کوارتز - کربنات است.

آمفیبول در آمفیبول شیست منیزیم دار از نوع آکینوت سبز کم رنگ یا ترمولیت بی رنگ است.

۳-۶ شیستهای گلوکوفان دار. در شیستهای گلوکوفان دار، کانیهای مانند آمفیبول سدیم دار (از سری گلوکوفان - ریکیت) یا پیروکسن سدیم دار همراه با تعدادی از کانیهای دگرگونی دیده می شود. این کانیها همان انواعی اند که در رخساره شیست سبز یا رخساره درجات ضعیف آمفیبولیت موجودند.

شیستهای گلوکوفان دار از دگرگونی سنگهای متنوعی مانند دیاباز، بازالت، ماسه سنگ و چرت های آهن دار به وجود می آیند به طوری که نمی توان ترکیب کانی شناسی آنها را نه به ترکیب سنگ مادر ربط داد نه به شرایط خاص فیزیکی (دما و فشار) محیط تشکیل آن. ولی مطالعات صحرایی نشانه هایی از فعالیت متاسوماتوز محلولهای آبدار (مخصوصاً نوع سدیم دار) را در دماهای کم تا متوسط به اثبات می رساند.

چون شیستهای گلوکوفان دار بیشتر با توده های نفوذی سنگهای سرپانتینی همراه اند، لذا بعضی از محققان مسئله متاسوماتوز را به دخالت محلولهای سدیم داری مربوط می دانند که از ماگمای اولترابازیک سرچشمه می گیرد و آنها را به سنگهای سرپانتینی تبدیل می کند. ولی باید اضافه کنیم که این موضوع در همه جا عمومیت ندارد. این احتمال وجود دارد که تبدیل سنگهای پریدوتیت به سنگهای سرپانتینی و شیستهای گلوکوفان دار ممکن است در نتیجه تصاعد آبهای باشد که از اعماق و در طول شکستگیهای مناطق خرد شده به سطح زمین می رسد. این همان آب شور اقیانوسهاست که از خلال شکستگیهای کف اقیانوس به درون سنگهای پوسته وارد می شود و آنها را سرپانتینی می کند.

شیستهای آبی از دگرگونی گری واکها، بازالت های زیر دریایی و سنگهای سری افیولیتی که همگی با گودالهای اقیانوسی در ارتباط اند سنگهایی استثنایی به نام شیستهای آبی به وجود

* آنتی گوریت نوعی سرپانتین با ظاهر ورقه ای شبیه میکاست.

می‌آید که به علت وفور آمفیبول سدیم‌دار و آبی‌رنگ (گلوکوفان)، به آن شیستهای آبی و گلوکوفان شیست (همان شیستهای گلوکوفان‌دار صفحات قبل) می‌گویند. مجموعه کانیهای آن عبارت‌اند از:

گلوکوفان + ژادئیت + لاوسونیت + آراگونیت ± اپیدوت ± پومپله‌ایت ± اسفن
حضور کانیهای فشار بالا و چگال‌مانند گلوکوفان، ژادئیت، لاوسونیت و آراگونیت
نشانه آن است که شیستهای آبی در شرایط فشار زیاد و دمای کم به وجود می‌آیند و

برای مطالعه بیشتر

بعضی از مجموعه‌های مهم شیستهای گلوکوفان‌دار عبارت‌اند از:
گلوکوفان - موسکوویت - کلریت (اسفن)
گلوکوفان - اپیدوت - موسکوویت (کوارتز، اسفن)
کروسیت - اپیدوت - موسکوویت
گلوکوفان - آلپیت - کلریت - اپیدوت - اسفن
گلوکوفان - کوارتز - استیلپنوملان
گلوکوفان - پومپله‌ایت - کلریت - اپیدوت
گلوکوفان - لاوسونیت - پومپله‌ایت که در فشار زیادتر به وجود می‌آید و هم‌ردیف بدون
فولیاسیون آن را شیستهای آبی می‌گویند و اگر مقدار گلوکوفان خیلی زیاد باشد، به آن
گلوکوفانیت می‌گویند.

گلوکوفان - لاوسونیت - کلریت - کوارتز
گلوکوفان - لاوسونیت - پیروکسن
گلوکوفان - پومپله‌ایت - پیروکسن
گلوکوفان - پیروکسن - گرونا
آلپیت - گلوکوفان - ژادئیت
کروسیت - اژرین - گرونا - کوارتز
گلوکوفان - ترمولیت - کلسیت

به‌همین دلیل آنها را محصول رخساره‌های تدفینی یا مناطق پر فشار تکتونیکی (یعنی در مناطق در حال فرورانش) محسوب می‌کنند که در مورد نحوه تشکیل آن در فصل پنجم بحث شده است.

۴. آمفیولیتها

آمفیولیتها سنگهای دگرگونی فولیاسیون‌داری‌اند که اساساً از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده و یکی از انواع شاخص رخساره آمفیولیت هم به‌شمار می‌آید (شکل ۷-۲۵). این سنگها در دگرگونیهای ناحیه‌ای درجه متوسط تا شدید به وجود می‌آیند.

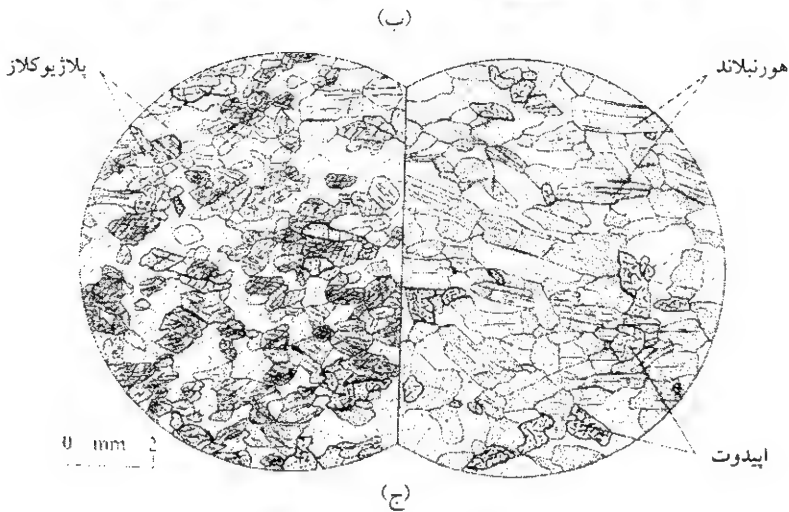
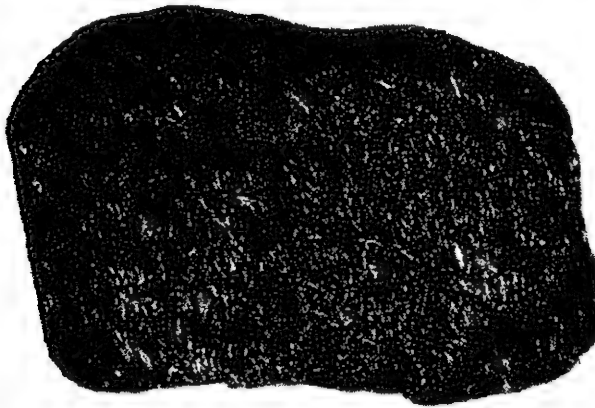
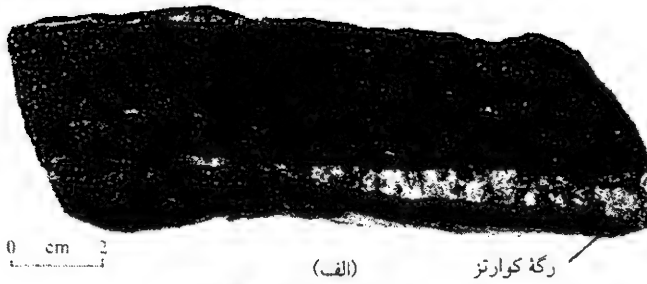
تفکیک و تناوب لایه‌ها در آمفیبولیتها ممکن است در مقیاس نمونه‌های دستی واضح نباشد، ولی زیر میکروسکوپ اصولاً جهت‌یافتگی برتری در آن دیده می‌شود که خود در نتیجه قرار گرفتن منشورهای هورنبلند پدید می‌آید، در این حالت، در سنگ شistosیتیه یا لینه‌آسیون یا هر دو با هم قابل تشخیص است. بافت آنها سوزنی (نماتوبلاستی) و گاهی گرانوبلاستی است.

آمفیبولیت ممکن است از دگرگونی سنگهایی با ترکیب مختلف، به خصوص انواع سنگهای بازیک تا حد واسط، آهکها و دولومیت‌های ناخالص، مارنها و حتی از آهکهای خالصی که تحت تأثیر متاسوماتیسم سیلیسی، منیزیم و آهن قرار گرفته باشد به وجود آید. از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک (مانند بازالت، دیاباز، گابرو و بعضی از آندزیتها) در حد رخساره شیبست سبز، گرینستون یا سنگ سبز به وجود می‌آید که سنگی آفانییتی است و چون درجات دگرگونی آن ضعیف است بافت و ساخت آذرین را می‌توان در آن تا اندازه‌ای تشخیص داد. گرینستونها اساساً از کانیهای دانه‌ریز اپیدوت، پرهنیت، پومپله‌ایت، کلریت، آکتینوت، آلپیت، اسفن و گاهی کربنات تشکیل شده‌اند.

با افزایش درجه دگرگونی، آلپیت با اپیدوت ترکیب می‌شود و پلاژیوکلازی بازیک (لابرادور - آندزین و گاهی آلیگوکلاز) به وجود می‌آید. آکتینوت و کلریت هم جای خود را به هورنبلند آلمین و سدیم‌دار می‌دهند. در نتیجه، آمفیبولیت متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز به وجود می‌آید که در آن کانیهای فرعی مانند بیوتیت، اسفن، کوارتز و گاهی پیروکسن و گرونا‌ی سرشار از آلماندین حضور دارد (شکل ۷-۲۶). چنین آمفیبولیتی فانریتی است و تشخیص آثار بافتی سنگ والد در آن به سختی امکان‌پذیر است.

بسیاری از گرینستونها و آمفیبولیتها از دگرگونی سنگهای سازنده کف اقیانوس در زیر آب دریا (دگرسانی) به وجود می‌آیند. این سنگها که از نوع بازالتی‌اند تغییراتی متحمل می‌شوند، چنانکه خلل و فرج بادامی‌شکل آنها با کربنات و زئولیت پر می‌شود و انواعی از آنها که در محل گسلهای ترانسفورم قرار گرفته باشند ممکن است بر اثر حرکات لغزشی و حتی به میلونیت تبدیل شوند.

اصولاً آمفیبولیتهایی که از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک به وجود آیند مقادیر هورنبلند و پلاژیوکلاز تقریباً مساوی است و همان‌طور که در بالا ذکر شد در آن آلماندین، اپیدوت، بیوتیت و گاهی کوارتز وجود دارد. آمفیبولیتهایی که از دگرگونی سنگهای کربناتی

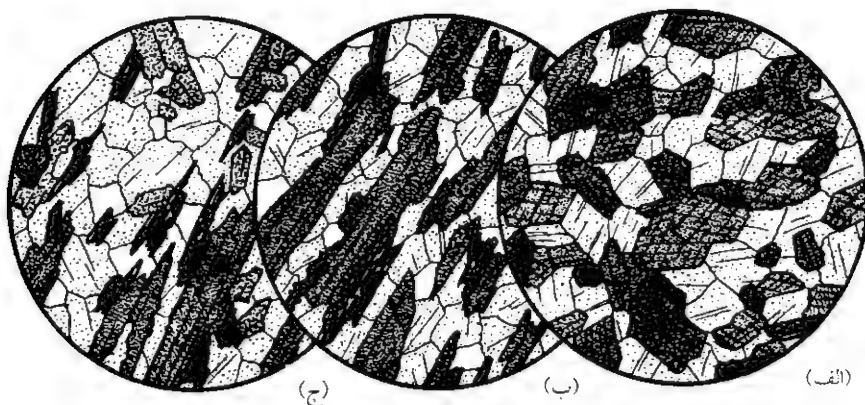


شکل ۷-۲۵ آمفیبولیت با لینه‌آسیون ضعیف: الف) عمود بر لینه‌آسیون و فولیاسیون؛ ب) به موازات لینه‌آسیون و فولیاسیون؛ در ج) نیز مقاطع میکروسکوپی همین جهات نشان داده شده است.

ناخالص به وجود می آیند نسبت به پلاژیوکلاز، هورنبلندهای بیشتری دارند. به علاوه، عموماً مقادیر کوارتز و بیوتیت آن بیشتر از انواع حاصل از سنگهای آذرین است. این آمفیبولیتها حاوی دیوپسیدهای سبزرنگ اند، ولی گروناهی آلماندین ندارند. آمفیبولیتهایی که از دگرگونی سنگهای اولترابازیک به وجود آیند اصولاً پلاژیوکلاز ندارند و آمفیبولها نیز از نوع منیزیم دار مانند آنتوفلیت و کامینگتونیت اند.

اصطلاح ایی دیوریت به آمفیبولیتهایی اطلاق می شود که از دگرگونی گابرو یا دیاباز به وجود آید، به شرط آنکه ساخت درونی آن چندان تغییر نیافته و فولیاسیون آن ضعیف باشد. در این حالت، آنها را از بعضی از دیوریتها که پلاژیوکلاز و هورنبلند دارند به سختی می توان تشخیص داد.

آمفیبولیت شیست، عبارت از سنگ دگرگونی هورنبلند - پلاژیوکلاز داری است که فولیاسیون ظریف شیستها در آن دیده شود.



شکل ۷-۲۶ آمفیبولیت (قطر دایره ها ۲ میلی متر است).

- (الف) آمفیبولیت، هورنبلند خود شکل و پلاژیوکلاز غیر خود شکل همراه با کمی بیوتیت و اسفن. این مقطع در امتداد شیستوزیته و لینه آسیون تهیه شده است.
 (ب) مقطع نازک همان آمفیبولیت که عمود بر شیستوزیته و لینه آسیون تهیه شده و در آن چند بلور کوارتز هم وجود دارد.
 (ج) آمفیبولیت ایدوت دار. در شکل تعدادی بلور بیوتیت در زمینه لیگوکلاز و هورنبلند سبز دیده می شود. در قسمت بالا هم اسفن قابل ملاحظه است.

هورنبلندیت. در گذشته نام سنگی از گروه آمفیبولیت محسوب می شد که آمفیبول آن از نوع هورنبلند بوده، ولی امروزه در رده بندی اتحادیه علوم زمین این نام به انواع سنگهای آذرین اختصاص یافته و از فهرست سنگهای دگرگونی خارج و حذف شده است.

۵. گنیسها

گنیسها سنگهای دگرگونی فلدسپارداری‌اند که با داشتن فولیاسیون مشخص‌اند. کانیه‌ای سازنده آنها ممکن است میلی‌متری تا سانتی‌متری باشد. وجود کوارتز در گنیس الزامی نیست. با این توضیحات، هر نوع سنگ ماگمایی یا رسوبی که در آن فلدسپار وجود داشته باشد یا در شرایطی قرار گیرد که در آن فلدسپار به مقدار فراوانی به وجود آید و رشد و نمو کند و به شرط آنکه عوامل دینامیکی بتواند در آن فولیاسیون ایجاد کند گنیس تشکیل می‌شود. بنابراین گنیس ممکن است از دگرگونی بسیاری از سنگهای ماگمایی مانند گرانیت، ریولیت، سینیت، تراکیت، سینیت‌های نفلینی یا رسوبی مانند ماسه‌سنگهای فلدسپاری، گری‌واک و حتی گنیس به وجود آید (جدول ۷-۱)، به علاوه، در هر یک از رخساره‌هایی که فلدسپار در آن حالت پایدار باشد گنیس تشکیل می‌شود. به همین دلیل، گنیسها را می‌توان فراوانترین سنگهای دگرگونی (بعد از انواع شیستها) دانست.

با توجه به دانه‌بندی و ترکیب کانی‌شناسی دو نوع گنیسهای همگن (هموژن) و ناهمگن (هتروژن) را می‌توان از هم تشخیص داد. در گنیس همگن پراکندگی دانه‌ها در سنگ حالت تقریباً یکنواخت دارد ولی در گنیس ناهمگن این حالت دیده نمی‌شود. از اقسام گنیسهای ناهمگن، گنیسهای چشمی و گنیسهای نواری را می‌توان نام برد.

در گنیس چشمی فلدسپار یا کوارتز و فلدسپار به صورت چشمه‌ها یا عدسیهای درشت‌تر در متن سنگ دیده می‌شود.

در گنیس نواری، لایه‌های کوارتز - فلدسپار یا فقط فلدسپار با لایه‌هایی سرشار از میکا، کلریت، آمفیبول، پیروکسن و غیره ... به‌طور متناوب قرار می‌گیرد (شکل‌های ۶-۱۶ و ۶-۱۷).

تشخیص ارتوگنیس از پاراگنیس گاه در بررسیهای صحرایی و گاه در زیر میکروسکوپ امکان‌پذیر است: چون ارتوگنیس از تغییر شکل سنگهای ماگمایی فلدسپاردار یا کوارتز و فلدسپاردار به وجود می‌آید، می‌توان با توجه به آثار باقیمانده از سنگ والد، همبستگی آن با سنگهای مجاور (در صحرا)، وجود انکلاوهای قابل تشخیص و بالاخره درجه همگنی آن به منشأ ماگمایی آن پی‌برد. در عوض، وجود لایه‌ها با ترکیب متفاوت کانی‌شناسی (گرافیتی، آهکی، میکادار) نشان‌دهنده منشأ رسوبی آنها، یعنی نوع پاراگنیس، است. براساس ترکیب کانی‌شناسی گنیسها مثلاً نوع کلریت، میکا، سیلیکات آلومینیم

(دیستن، سیلیمانیت)، ارتوپیروکسنها هم ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه و هم شرایط فیزیکی حاکم در دگرگونی مشخص می‌شود.

معمولاً وجود پورفایرولاستهای فلدسپار پتاسیم، معرف متاسوماتوز در سنگ دگرگونی است، البته به استثنای حالتی که گنیس حالت چشمی داشته باشد. اگر همراه فلدسپار پتاسیم، میکای سفید هم دیده شود، مسئله متاسوماتوز به حقیقت نزدیکتر است. کوارتز و فلدسپار را باید فراوانترین کانیهای گنیس به‌شمار آورد که معمولاً به‌صورت دانه‌درشت دیده می‌شوند. مقدار کوارتز اغلب بیش از فلدسپار است، ولی گاهی در نتیجه متاسوماتوز، عکس این حالت ظاهر می‌شود.

غالباً کانیهای آهن و منیزیم‌دار، به‌خصوص بیوتیت و هورنبلند که از کانیهای اساسی تیره‌رنگ گنیس به‌حساب می‌آیند به‌صورت نوارهای موازی دیده می‌شود. این مسئله ناشی از اختلاف ترکیب سنگ مادر یا تفریق دگرگونی است. اگر نوارها ممتد باشند، نشانه اختلاف ترکیب ولی اگر عدسی‌شکل باشد، تفریق دگرگونی محتمل‌تر است (شکل ۶-۱۶).

گنیسها اقسام مختلف دارند که خود هم به ترکیب سنگ والد و هم به‌شرایط دگرگونی بستگی دارد و شامل:

گنیس کورندون‌دار که از دگرگونی سنگهای بوکسیتی یا لاتریتی به‌وجود می‌آید و در آن کورندون - مانیتیت و سیلیمانیت نیز دیده می‌شود.
گنیس دیستن‌دار که معرف فشار زیادتر و دمای کمتر نسبت به گنیسهای سیلیمانیت‌دار است.

گنیس کوردیریت‌دار که معرف درجه شدید دگرگونی سنگهای رسی غنی از کلریت و مونت‌موریونیت است و غالباً همراه با سیلیمانیت دیده می‌شود. کوردیریت خود یک سیلیکات آلومینیم - منیزیم‌دار است و بنابراین عموماً با آمفیبولهای منیزیم‌دار مانند آنتوفیلیت همراه است.

گنیس گروندار در بسیاری از گنیسها گروندار یافت می‌شود که غالباً از نوع آلماندین - پیروپاند.

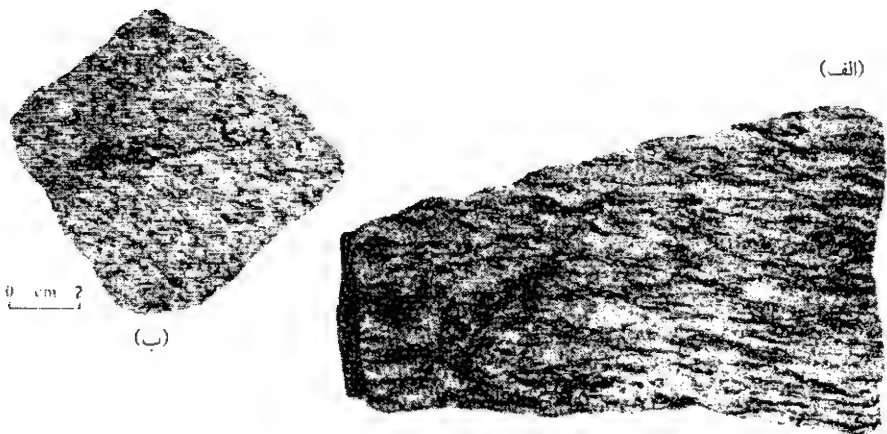
گنیس گرافیتی که در بعضی حالات از تبدیل شیستهای گرافیتی به‌وجود می‌آید و چون محیط احیاکننده را مشخص می‌کند، می‌توان پیریت یا پیروتین هم را در آن ملاحظه کرد.

گنیس کلسیک عبارت از سنگهای کلسیک فولیاسیون‌داری است که در آن کانیهای مانند دیوپسید، گروسولار و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار یافت می‌شود.

گنیس پیروکسن‌دار که از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک در رخساره گرانولیت به وجود می‌آید و حاوی کانیهای بی‌آب ولی دارای فولیاسیون و بافت گرانوبلاستی است. به آن گرانولیت بازیک هم می‌گویند.

گنیس ترزیتی (شکل ۶-۱۴) که معرف تزریق و نفوذ مواد مذاب به داخل سنگ است که در حاشیه بعضی از باتولیتها دیده می‌شود. در حالت خاص، به صورت گنیس نواری از آن یاد می‌شود (شکل ۶-۱۵ و ۶-۱۶).

گنیس دومیکادار، این سنگ از تغییر و تحول میکاشیستهای بیوتیت و موسکوویت‌دار به وجود می‌آید، به نحوی که با افزایش درجات دگرگونی، کانیها رشد می‌کنند و فولیاسیون گنیسها پدیدار می‌شود. فلدسپار درشت‌تر و بخشی از موسکوویت نیز به فلدسپار پتاسیم‌دار تبدیل می‌شود. زیادی سیلیکات آلومینیم نیز به سیلیمانیت تبدیل می‌شود:

$$\text{موسکوویت} + \text{کوارتز} = \text{ارتوز} + \text{سیلیمانیت}.$$


شکل ۲۷-۷ گنیس بیوتیت‌داری که لینه‌آسیون و فولیاسیون ضعیفی را در آن می‌توان مشاهده کرد. در شکل الف، عکس، به موازات لینه‌آسیون است که خود در نتیجه تجمع بیوتیت‌های تیغه‌مانند به وجود آمده است. در شکل ب، عکس، بر لینه‌آسیون عمود است.

بنابراین مجموعه کانی‌شناسی آن عبارت است از: کوارتز + فلدسپار پتاسیک + پلاژیوکلاز + بیوتیت + موسکوویت همراه با آمفیبول + سیلیمانیت + گرونا.

گنیس بیوتیت و سیلیمانیت دار، همان طور که در رابطه بالا ذکر شد، ممکن است تمام موسکوویت به ارتوز و سیلیمانیت تبدیل شود، بنابراین درجه دگرگونی آن زیادتر از گنیس دومیکادار است و در آن، به جای موسکوویت، سیلیمانیت به صورت رشته های دسته علفی، فراوانتر می شود.

۶. گرانولیتها

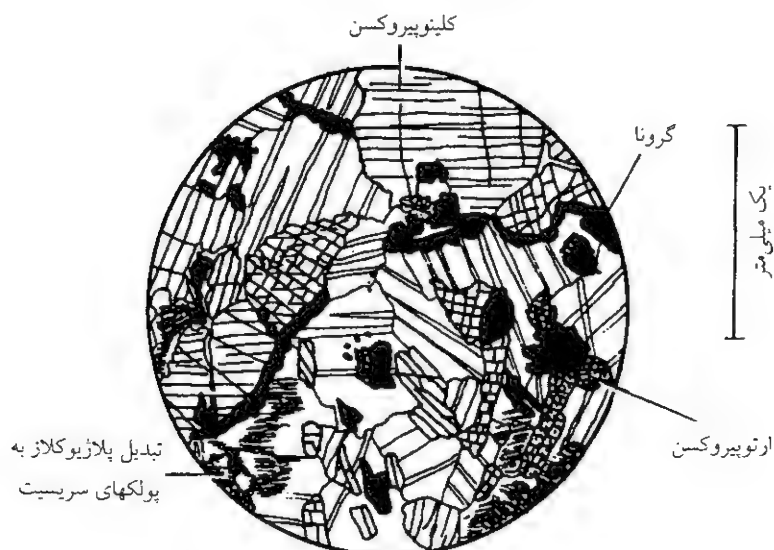
اصطلاح گرانوفلس^۱ را گاهی در مورد سنگهای توده ای شکل با فابریک گرانوبلاستی به کار می برند. این قبیل سنگها درجه دگرگونی شدیدی دارند و کانیهای تشکیل دهنده آنها هم اندازه و بدون فولیاسیون و از دگرگونی سنگهای پلیتی به وجود می آیند. مجموعه کانیهای سازنده آن عبارت اند از: کوارتز و فلدسپار و در آن پیروکسن و گاهی گرونا نیز وجود دارد. چنین سنگی که مشخصات یک مجموعه بی آب را نشان می دهد و در رخساره گرانولیت متبلور می شود گرانولیت خوانده می شود. در زبان فرانسه به آن لپتینیت و در اصطلاح سوئدی به آن لپتیت^۲ می گویند. انواع دانه ریز آن را هالفلینتا^۳ نامیده اند.

نام گرانولیت برای بعضی از سنگ شناسان عبارت از گنیسی است که دارای کانیهای مافیک (به ویژه پیروکسن) و تمام کانیهای آن بی آب باشد. در واقع، می توان این سنگ را گرانولیت بازیک نامید. بعضی از زمین شناسان اسکاتلندی گرانولیت را سنگی می دانند که حالت توده مانند (ماسیف) با بافت گرانوبلاستی داشته و سرشار از کوارتز و فلدسپار و فاقد کانیهای آبدار باشد. با این توضیحات، می توان دو نوع گرانولیت را از هم متمایز کرد و به جای کلمه گرانولیت از این دو نام استفاده کرد:

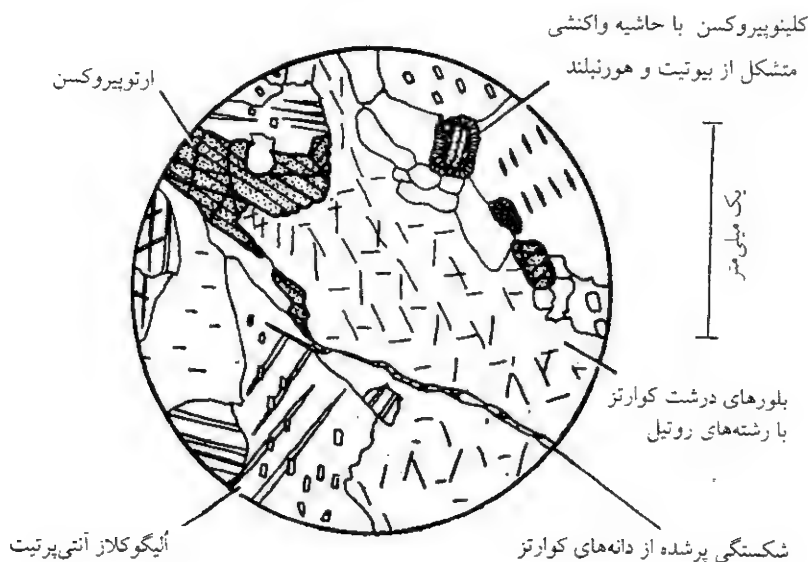
الف) انواعی که از نظر ترکیب معادل سنگهای آذرین بازیک اند و با کانیهای بی آب و ساخت گنیسی مشخص می شوند ولی بافت آنها گرانوبلاستی است. به این گروه غالباً گنیسهای پیروکسن دار می گویند (شکل ۷-۲۸).

ب) انواعی که ترکیب شیمیایی آنها معادل سنگهای آذرین اسید، ولی دارای کانیهای بی آب است. به این قبیل سنگها، گنیس شارنوکییتی می گویند (شکل ۷-۲۹). تعریف اخیر به لپتینیت نزدیکتر است و خود عبارت از گنیسی است که فاقد کانیهای میکایی است و از دگرگونی سنگهای ماگمایی کوارتز و فلدسپاردار (یا آركوزهای حاصل از تخریب این قبیل سنگها) دانه ریز و فقیر از کانیهای آهن و منیزیم به وجود می آید.

گرانولیت‌های پیروکسن‌دار را می‌توان سنگ‌های دگرگونی درجه شدید (رخساره گرانولیت) دانست که اساساً از پلاژیوکلاز، هیپرستن، دیوپسید و در بعضی حالات گرونا یا آلماندین ساخته شده است. این سنگ را از نظر شیمیایی می‌توان معادل بازالت، و گابرو در نظر گرفت.



شکل ۲۸-۷ یک گنیس پیروکسن‌دار که از دگرگونی سنگ‌های بازیک به وجود آمده است.



شکل ۲۹-۷ مقطع نازک یک گنیس شارنوکی.

فلدسپارهای رخساره‌های گرانولیتی رنگ تیره (قرمز، سبز، قهوه‌ای و حتی سیاه) دارند و در پلاژیوکلازها، تیغه‌های فلدسپار پتاسیم (آنتی پرتیت) به صورت اکسولوسیون وجود دارد که نشانه دمای تبلور بالاست. در بعضی از بلورهای کوارتز گاهی سوزنهای روتیل دیده می‌شود که نشانه‌ای از اکسولوسیون TiO_2 است. تصور می‌شود که در دمای زیاد، این اکسید به حالت محلول در مذاب SiO_2 وجود داشته باشد. با این توضیحات، گرانولیت سنگی دگرگونی با بافت گرانوبلاستی و نسبتاً دانه درشت است که در شرایط دما و فشار زیاد (رخساره گرانولیتی) به وجود می‌آید و تا اندازه‌ای فابریک گنیسی دارد.

۷. شارنوکیته‌ها

نام این سنگ از سنگ قبر جاب شارنوک بنیانگذار کلکته گرفته شده است. شارنوکیته را می‌توان گرانیته هیرستن‌دار در نظر گرفت. در بسیاری از رده‌بندیها مقدار کوارتز آن را لااقل ۲۰ درصد کانیهای روشن و نسبت فلدسپار پتاسیم آن به کل فلدسپار را ۴۰ تا ۹۰ درصد ذکر کرده‌اند. شارنوکیته را می‌توان در سرزمینهایی پیدا کرد که تحت تأثیر دگرگونی در حد رخساره گرانولیت دگرگون شده‌اند. بنابراین شارنوکیته در شرایط دما و فشار زیاد متبلور می‌شود.

به‌طور کلی، سنگهایی که ترکیب گرانیته تا گرانودیوریت و بافت گرانوبلاستی داشته باشند و کانیهای آهن و منیزیم آن از نوع بی‌آب (یعنی ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن) باشند جزء سری شارنوکیته قرار می‌گیرند. شارنوکیته عضوی از این سری است که در آن فلدسپار پتاسیم بیش از فلدسپار سدیم‌دار باشد و از این نظر ترکیب آن مشابه گرانیته است. اگر مقدار پلاژیوکلاز آن بیش از فلدسپار پتاسیم باشد آن را اندریت^۱ می‌نامند که عضو سدیم‌دار سری محسوب می‌شود. یکی از مشخصات شارنوکیته، داشتن کوارتز با رنگ تیره است. این امر به دلیل وجود رشته‌های موماند روتیل در داخل بلور کوارتز است.

کانیهای سازنده یک شارنوکیته شامل کوارتز، فلدسپار ارتوز، پلاژیوکلاز سدیم‌دار، هیرستن و گروناست و از نظر ظاهر شبیه گنیسه‌های پلوتونیک است. درباره منشأ آذرین یا دگرگونی شارنوکیته اختلاف نظر وجود دارد. ولی عقیده عمومی بر آن است که در زیر

لایه‌های گرانیتی سازنده پوسته قاره‌ای، سنگهایی قرار دارند که از نظر ترکیب شبیه گرانیت تا تونالیت‌اند ولی در آن کانیهای فشار بالا (ارتوپیروکسن) و بی‌آب وجود دارد و به‌همین دلیل از لایه شارنوکیته صحبت می‌شود که در زیر لایه گرانیتی قرار دارد. شارنوکیتهایی که شبیه گنیس باشند، گنیس شارنوکیته خوانده می‌شوند (شکل ۷-۲۹).

۸ اکلوژیتها

اکلوژیتها سنگهایی‌اند که به‌صورت قطعات بیگانه (زینولیت)^۱ در کیمبرلیت یا در بعضی از بازالتها دیده می‌شوند. اکلوژیتها از نظر کانی‌شناسی اساساً از دو کانی گرونا یا قرمز تیره (آلماندین - پیروپ) و پیروکسن اُمفاسیت سبز تیره تشکیل شده‌اند. این پیروکسن یکی از انواع سری دیوپسید - ژادئیت است. دیستن سومین کانی تشکیل‌دهنده مهم در بعضی از اکلوژیتهاست. روتیل نیز همیشه به‌صورت کانی فرعی در سنگ دیده می‌شود. در بعضی از اکلوژیتها کوارتز ممکن است به‌صورت کانی فرعی یافت شود. تمام کانیهای سازنده اکلوژیت بی‌آب‌اند و در شرایط بی‌آب به‌وجود می‌آیند.

اکلوژیت سنگی دانه‌درشت است و علی‌رغم دانه‌درشتی، بافت گرانوبلاستی دارد که گرونا با حالت پورفیروبلاستی در آن مشخص است. اکلوژیت را از نظر ترکیب شیمیایی باید معادل بازالت و گابرو دانست. وزن حجمی اکلوژیت ۳٫۴ تا ۳٫۵ گرم در سانتی‌متر مکعب است، در حالی که وزن حجمی بازالت و گابرو در حدود ۳ گرم در سانتی‌متر مکعب است. این مسئله نشان می‌دهد که اکلوژیت در فشار زیاد به‌وجود آمده، به‌نحوی که موجب فشردگی اتمهای سازنده کانیهای اکلوژیت شده است. در آزمایشگاه توانسته‌اند اکلوژیت را به دو طریق به‌دست آورند:

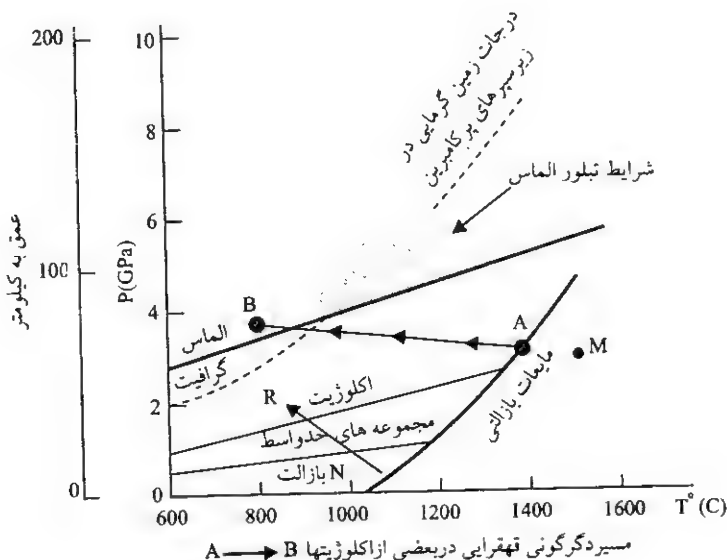
الف) در حالت جامد، از تغییر و تبدیل بازالت در فشار زیاد و دمای متوسط،

ب) از تبلور مایع مذاب بازالتی در فشار زیاد و دمای کم.

به این ترتیب، در حالت اول، اکلوژیت یک سنگ دگرگونی و در حالت دوم یک سنگ آذرین است. به‌همین دلیل، درباره منشأ اکلوژیتها اختلاف نظر وجود دارد.

در شکل ۷-۳۰، قلمرو تبلور الماس - گرافیت نشان داده شده است. این منحنی براساس شرایط تولید الماسهای مصنوعی در آزمایشگاه ترسیم شده و به کمک آن می‌توان عمق تشکیل الماس در درون زمین را به‌صورت تقریبی به‌دست آورد. به‌علاوه، قلمرو

پایداری اکلوژیت در این شکل مشخص شده است. چنانکه ملاحظه می‌کنیم، از تبلور مایعات بازالتی، به شرط آنکه دما کاهش یابد، اکلوژیت به وجود می‌آید (مثلاً نقطه M). در عین حال، بازالت جامد نیز اگر به فشارهای زیاد برده شود، اکلوژیت تشکیل می‌شود (مثلاً نقطه N). با توجه به عمقی که کانیهای سازنده اکلوژیت در آن پایداری دارند ملاحظه می‌کنیم که اکلوژیت ممکن است در اعماق پوسته یا در گوشته فوقانی به وجود آید. به همین دلیل، می‌توان اکلوژیت را به صورت قطعات بیگانه در کیمبرلیتها پیدا کرد.



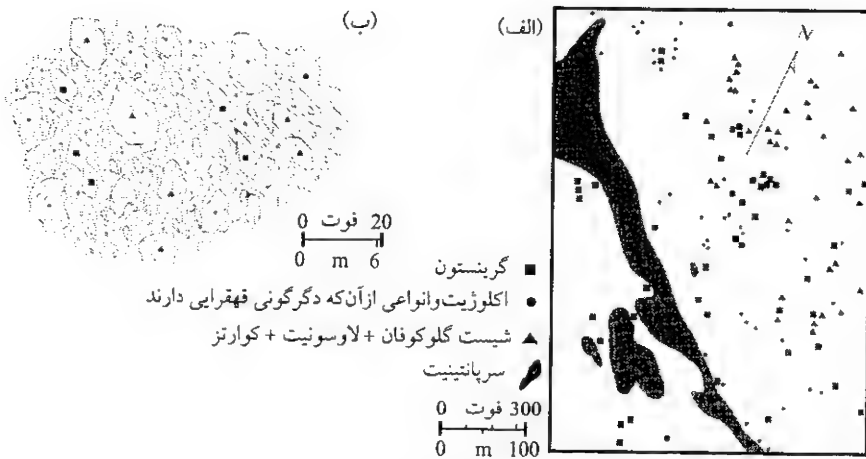
شکل ۷-۳۰ قلمرو پایداری اکلوژیتها و شرایط تشکیل آنها در نمودار تغییرات دما و فشار. در این شکل، منحنی تبدیل گرافیت به الماس و بالعکس (منحنی یک‌متغیره) و شرایط ذوب سنگهای اکلوژیتی و بازالتی دیده می‌شود.

ما قبلاً حد دگرگونی را در فصل اول تعریف و مشخص کرده‌ایم. در اینجا یک بار دیگر ملاحظه می‌کنیم که یک مایع بازالتی، اگر در شرایط گوشته فوقانی متبلور شود به صورت اکلوژیت در می‌آید و اگر بازالت جامد یا گابرو به این اعماق (پوسته زیرین و گوشته فوقانی) برده شود، باز هم اکلوژیت ایجاد می‌شود (مسیر N به R). این همان حالات الف و ب است که در بالا به آن اشاره شده است.

همان‌طور که در بالا ذکر شد، یکی از اختصاصات مهم کانی‌شناسی اکلوژیتها وجود پیروکسن اُمفاسیت در آن است. در واقع، این پیروکسن نوعی اوژیت سرشار از سدیم

است. سنگ گرونا و پیروکسن‌داری که پیروکسن آن دیوپسید یا اوژیت معمولی باشد اکلوژیت به حساب نمی‌آید و بهتر آن را گنیس گرونا و پیروکسن‌دار به‌شمار آوریم. اکلوژیتها ممکن است در شرایط درجات شدید دگرگونی شیستهای آبی هم به‌وجود آیند. در این صورت به‌شکل قطعات کوچک یافت می‌شود*. در بعضی از بیرون‌زدگیهای ملانژ تکتونیکی توانسته‌اند اکلوژیتها یا قطعات دگرسان شده آن را پیدا کنند (شکل ۷-۳۱). این قبیل اکلوژیتها همیشه در کنار گسلها رورانده یافت می‌شوند.

اکلوژیتها ممکن است، همانند هر سنگ دیگر، تحت‌تأثیر دگرگونی قهقرایی قرار گیرند. مثلاً اگر مجموعه کانیهای آن در شرایط دما و فشار کمتر ولی در معرض فشار آب قرار گیرد، در این حالت حاشیه هم‌رشدی از هورنبلند و پلاژیوکلاز که به آن «حاشیه کلیفیت»^۱ می‌گویند، بین بلورهای گرونا و پیروکسن قرار می‌گیرند که خود به واکنش بین این دو کانی در حضور آب وابسته است.



شکل ۷-۳۱ خردشدگی و اختلاط سنگهای مختلف در حالت جامد.
(الف) در سمت راست، نقشه پراکندگی سنگهای مختلف (با توجه به علائم کنار نقشه)، در یک ناحیه محدود دیده می‌شود. نوار سیاه طویل هم بیرون‌زدگی سرپانتینیت را نشان می‌دهد.
(ب) قطعات سنگی مختلف (با توجه به علامتها) در یک زمینه درهم و خردشده دیده می‌شوند. در مقیاس کوچک، این نوع اختلاط را می‌توان میکروملانژ نامید. دایره‌های کوچک اکلوژیت است.

* اندازه این قطعات در حدود چند متر و ندرتاً به ۱۰ متر می‌رسد و غالباً از نوع اکلوژیتهای دگرسان شده‌اند.

همان‌طور که در شکل ۷-۳۲ ملاحظه می‌کنیم، واکنشهایی که با حضور آب در یک مجموعه اکلوزیتی صورت گیرد مجموعه کانیهای آن (یعنی آمفاسیت + گرونا + آلماندین - پیروپ + روتیل) به مجموعه آبدار گلوکوفان + کلریت + اپیدوت + میکای سفید + اسفن تبدیل شده است که خود نوعی دگرگونی قهقرایی در اکلوزیتهاست.

در حالات نادر از دگرگونی قهقرایی اکلوزیت، ممکن است شیستهای آبی به وجود آید که در این حالت آمفاسیت ممکن است به گلوکوفان و کربنات تبدیل شود و در شرایط درجات ضعیف‌تر به مجموعه آکینوت + موسکوویت + اپیدوت مبدل گردد.

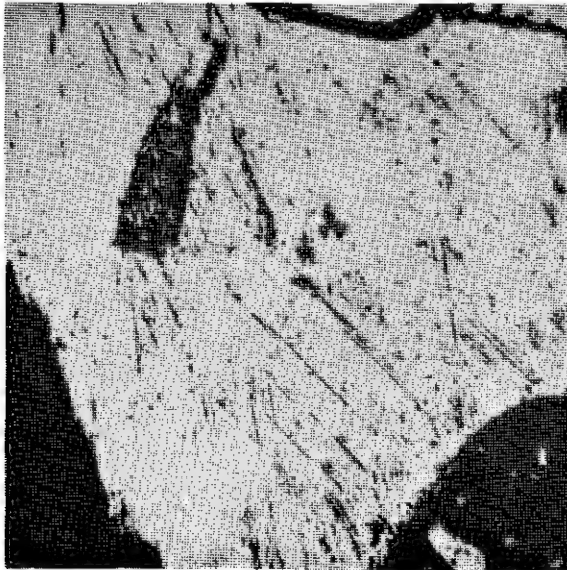


شکل ۷-۳۲ یک مجموعه اکلوزیتی متشکل از کانیهای بی‌آب به‌طور جزئی آبدار شده و مجموعه جدیدی از کانیها به‌وجود آمده است.

د) سنگهای دگرگونی اصابتی یا ضربه‌ای

آثار دگرگونی ناشی از برخورد و اصابت در دمای تقریباً ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد ولی در فشار زیاد مثلاً ۱۰ کیلوپار بروز می‌کند. مقدار فشار ممکن است بسیار زیادتر و حتی تا ۱۰۰ کیلوپار نیز برسد. آثار دگرگونی اصابتی در سطح زمین بسیار محدودند و همان‌طور که در فصل سوم گفته شد، آثار آن تابع جرم و سرعت سنگهای آسمانی است و به اختصار عبارت‌اند از:

۱. مخروطهای خردشدگی؛ در این حالت سنگها به صورت صفحات مخروطی می‌شکنند و در آنها شیارهایی پدیدار می‌شود. این اشکال در فشارهای بین ۵ تا ۱۰ کیلوبار توسعه پیدا می‌کند.
۲. در بلورهای کوارتز و فلدسپار، شکافها و ترکهای بسیار ریز به فواصل چند میکرون به وجود می‌آید (شکل ۷-۳۳). این عمل در فشار بین ۷٫۵ تا ۲۵ کیلوبار وقوع می‌یابد.
۳. در سنگهای کربن دار الماس به وجود می‌آید. با توجه به شرایط تبلور الماس، این عمل در بالاتر از ۲۰ کیلوبار انجام‌شدنی است.
۴. در سنگهای سیلیسی و ماسه‌سنگها، به جای کوارتز، شکل فشار زیاد آن یعنی کوئزیت و استیشویت ظاهر می‌شوند. کانی اخیر در بیش از ۱۶ کیلوبار به وجود می‌آید. فلدسپار در فشار حدود ۳۰ کیلوبار و کوارتز در فشار حدود ۴۰ کیلوبار متلاشی می‌شوند.



شکل ۷-۳۳ این بلور کوارتز در امتداد صفحات موازی ترک‌دار شده است. فاصله بین ترکها چند میکرون است. این ترکها در فشار ۱۰ کیلوبار ایجاد شده است.

۵. سوئویت سنگی است که در نتیجه برخورد و دگرگونی ضربه‌ای بخشی از سنگ ذوب می‌شود و سیمانی تشکیل می‌دهد که بخشی ذوب‌نشده را (به صورت قطعات زاویه‌دار) به هم متصل می‌کند (شکل ۷-۳۴).



شکل ۷-۳۴ مقطع نازک یک سونوئیت، مقیاس یک میلی‌متر است.

۶. اگر سنگ به‌طور کامل ذوب شده باشد، شیشه‌هایی به‌وجود می‌آید که برای تمیز از سایر انواع شیشه‌های طبیعی، بهتر است آن را شیشه اصابتی نامید. این حالت در فشار بیش از ۶۰ کیلو بار به‌وجود می‌آید.

۷. در شرایطی که شدت ضربه بسیار زیاد باشد، سنگ محل اصابت حتی به بخار تبدیل می‌شود. در شکل ۷-۳۵، حدود دما و فشارهای دگرگونی اصابتی و رابطه بین حالات مختلف سنگها و کانیهای را در این شرایط ملاحظه می‌کنیم. بین سنگ میزبان سالم و سنگهای دگرگونی اصابتی، مراحل زیر وجود دارد:

سنگ میزبان سالم و دست‌نخورده



سنگ خردشده و مخروطهای خردشده



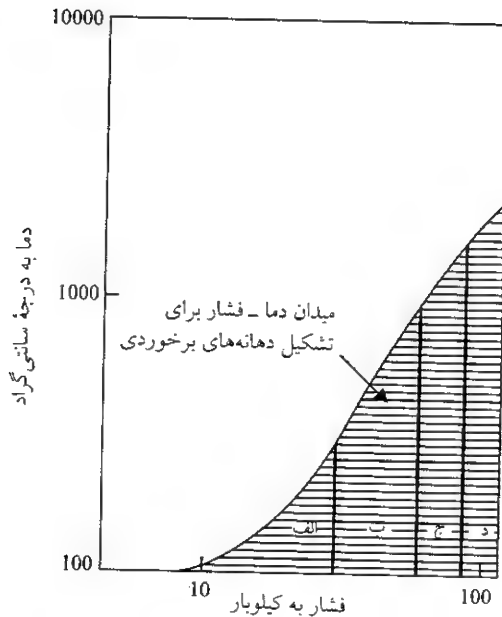
سنگ با ترکهای موین



سنگ که ترکهای آن به‌وسیله شیشه پر شده است



سنگ شیشه یا شیشه اصابتی



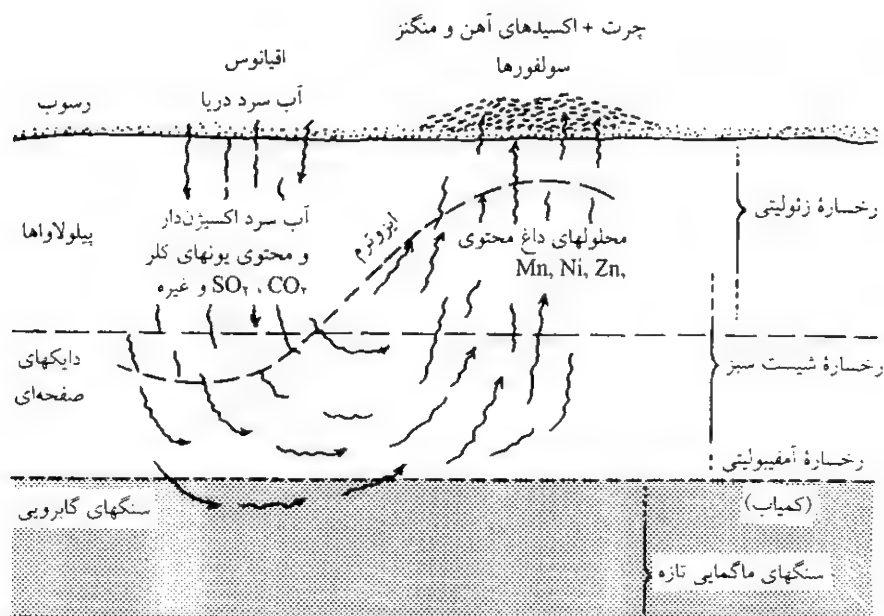
شکل ۷-۳۵ فشار و دماهای ناشی از تشکیل دهانه‌های اصابتی. با افزایش فشار ناشی از ضربه، بین ۱۰ تا ۱۰۰ کیلوپار، ابتدا در بلورها ترکهای صفحه‌ای به وجود می‌آید (در حالت الف)، سپس بعضی از کانیها به شیشه تبدیل می‌شود (حالت ب)، آنگاه ذوب می‌گردد (حالت ج) و سرانجام به بخار تبدیل می‌شود (حالت د) (توجه: مقیاسها لگاریتمی است).

ه) سنگهای دگرگونی زیر کف اقیانوسها

چنانکه در بحث مربوط به اقسام دگرگونی اشاره شد (فصل سوم)، در ریفتهای درون اقیانوس، افزایش درجات زمین‌گرایی سریع و تقریباً ۵ تا ۸ برابر مناطق دیگر سطح زمین است. با ورود آب دریا به داخل شکستگیهای کف اقیانوس و گرم شدن تدریجی آن که با انحلال گازهای آتشفشانی همراه است آب گرم می‌شود و خاصیت اسیدی پیدا می‌کند و در چنین حالتی قادر است کانیهای سنگهای کف اقیانوس را دگرسان کند. این عمل در دماهای متفاوت (از ۲۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) ولی در فشار کم انجام می‌شود. به همین دلیل، رخساره پره‌نیت - بومپله‌ایت که عملاً باید بین رخساره زئولیتی و شیت سبز یافت شود در این مناطق وجود ندارد (شکل ۷-۳۶).

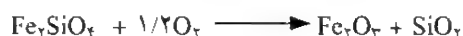
مطابق شکل ۷-۳۶، با ورود آب سرد دریا به درون سنگهای کف اقیانوس، بین آنها، تبادل شیمیایی برقرار می‌گردد. می‌دانیم که آب دریا از اکسیژن و آنیونهای دیگری

مانند CO_3^{2-} , HCO_3^- , B^- , Cl^- , SO_4^{2-} غنی است. ضمناً با ورود آب به داخل سنگهای گرم کف اقیانوس، دمای آن رفته رفته افزایش می یابد و در نتیجه تدریجاً، درجات دگرگونی (دگرسانی) زیاد می شود. ولی حد نفوذ آب دریا محدود است و در یک مجموعه



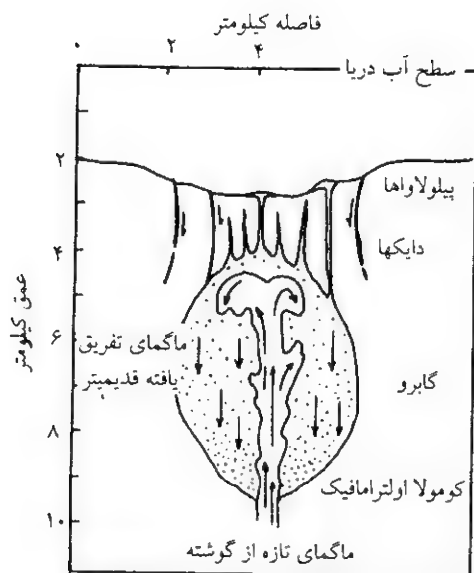
شکل ۷-۳۶ مدلی از نفوذ و گردش آب در سنگهای ماگمایی داغ پوسته اقیانوسی. با ورود آب سرد دریا، سطوح ایزوترم پایین آمده و با خروج آن که حاوی املاح محلول است سطح ایزوترم بالا آمده است (خط چین در شکل). حداکثر نفوذ آب، زیر دایکهای صفحه‌ای است که به آن دایکهای تغذیه‌ای نیز می گویند.

افیولیتی (شکل ۷-۳۸)، تنها بخش کوچکی از لایه گابرویی را فرا می گیرد (شکل ۷-۳۶) و به سنگهای اولترابازیک زیرین وارد نمی شود. بنابراین، حد دگرگونی نیز در این مناطق محدود است و به زیر دایکهای صفحه‌ای ختم می شود. اصولاً سنگهای ماگمایی تازه، حالت احیا دارند ولی با ورود و نفوذ آب، طبق واکنشهای زیر اکسید می شوند:



فایالیت (در محلول جامد اولیوین)

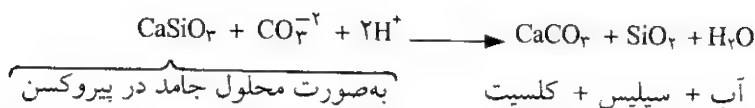
سیلیس هماتیت



شکل ۷-۳۷ مقطع قائم فرضی از یک ریفْت اقیانوسی که در آن ابعاد اتاق ماگمایی فرضی نشان داده شده است. به وضعیت شکستگیها، دایک و سطحی که اتاق ماگمایی قرار دارد توجه شود.

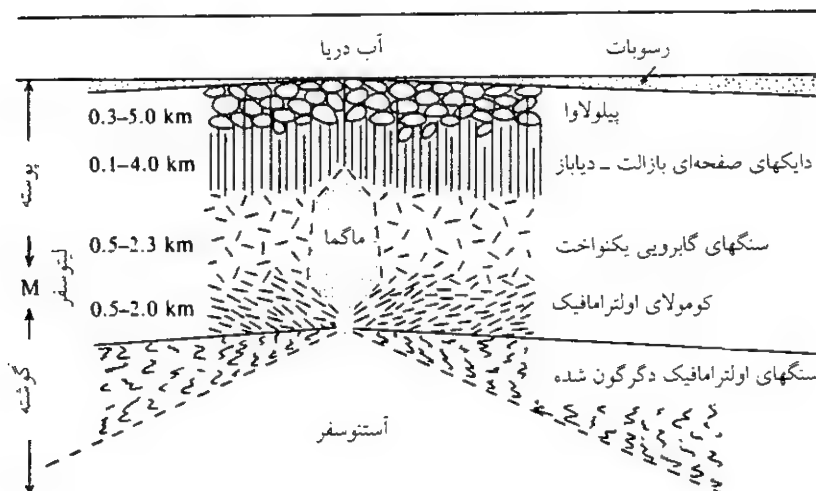


بین کلسیم سیلیکاتها و آنیونهای کربنات (CO_3^{2-}) واکنش زیر منجر به تشکیل کلسیت می‌شود:



به این ترتیب، سیلیس و اکسیدهای فلزی، کربنات و سولفور به حالت محلول وارد آب دریا می‌شوند و در صورتی که مقدار آن از حد متعارف تجاوز کند، ته‌نشین می‌شود. وجود سیلیس، به حالت چرت در مجموعه‌های افیولیتی یا ژاسب در بین پیلولاواها را با روابط فوق می‌توان توجیه کرد.

آب دریا با این عمل تدریجاً احیاء می‌شود و مقادیر زیادی از فلزات مانند منگنز، کبالت، آهن، نیکل، مس، روی، نقره و طلا از سنگهای ماگمایی جدا و به اصطلاح



شکل ۷-۳۸ مقطع فرضی یک مجموعه افیولیتی در جایی که به وجود می‌آید. این محل در شکاف وسط اقیانوسی (ریفت) یا محلی است که پوسته اقیانوسی در حال گسترش و بازشدگی باشد. اعداد سمت چپ، ضخامت واحدهای مختلف یک مجموعه افیولیتی را نشان می‌دهند. محل ناپیوستگی موهو، در قسمت فوقانی لایه اولترامافیک با حرف M مشخص شده است. در بخش زیرین مجموعه افیولیتی، سنگهایی مشابه با اولترابازیکهای نوع آلی وجود دارد.

شسته می‌شود و به حالت محلول و به شکل دوده سیاه وارد آب دریا می‌گردد. کمبود این عناصر در اسبیلیتها را ممکن است به چنین عملی ارتباط داد. درحالی که در رسوبات دریایی این قبیل نواحی، عیار آهن و منگنز گاه به میزان قابل استخراج می‌رسد.

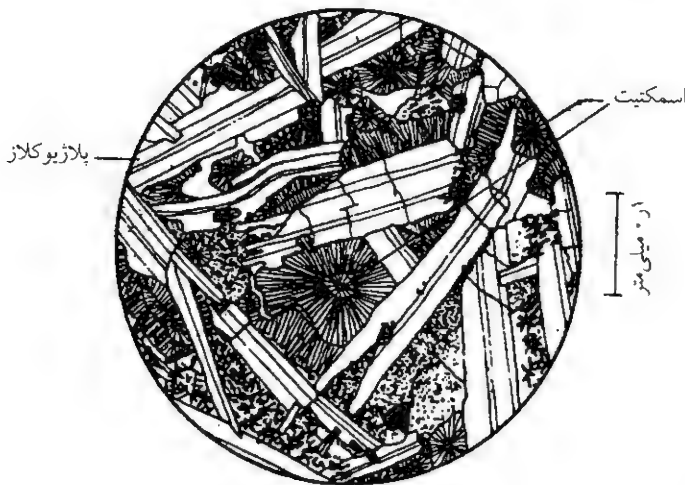
با توجه به اهمیتی که افیولیتها (یا ملانژهای افیولیتی) در کشور ما دارند، مختصری از دگرگونی پوسته اقیانوسی را که خود بخشی از یک مجموعه افیولیتی است در زیر شرح می‌دهیم.

قبل از توضیح سنگهای دگرگونی کف اقیانوس، لازم است خاطر نشان کنیم که در سالهای اخیر (۱۹۸۸-۱۹۹۸) بررسیهای دقیقی در موارد زیر انجام شده است:

- بر روی مغزه‌های حفاری کف اقیانوس،
- نمونه‌برداری مستقیم با چنگکهای مخصوص در ریفتهای امروزی کف اقیانوسها مانند ناحیه گالاپاگوس، یا حوالی جزایر بیسمارک در اقیانوس کبیر،
- افیولیتهایی که حالت اختلاط (ملانژ) در آن دیده نمی‌شود

۱. سنگهای دگرگونی درجه خلی ضعیف

این سنگها در بخش سطحی قرار دارند و نمونه‌برداری از بازالت‌هایی که ساخت پیلولاوایی داشته‌اند انجام شده است. در زیر میکروسکوپ (شکل ۷-۳۹)، پلاژیوکلازهایی را ملاحظه می‌کنیم که مستقیماً از ماگما متبلور شده و سالم و دست‌نخورده باقی مانده‌اند. بین این بلورها شیشه دوتریفیه‌ای^۱ (از حالت شیشه خارج شده) ملاحظه می‌کنیم که به‌صورت بلورهای شعاعی اسمکتیت درآمده و با اکسیدهای کدر فضای بین بلورها را پر کرده است. اسمکتیت نوعی کانی رسی از خانواده مونت‌موریونیت است که آن را فقط به کمک پرتو ایکس می‌توان تشخیص داد. در این قبیل سنگها، حفرات بادامی‌شکل به‌وسیله کلسیت، اوپال یا زئولیت پر می‌شود. وجود اسمکتیت به‌جای خمیره شیشه‌ای در بازالت مشخص‌کننده ضعیف‌ترین درجه دگرگونی است.



شکل ۷-۳۹ مقطع میکروسکوپی یک بازالت پیلولاوایی که درجه دگرگونی آن بسیار ضعیف است.

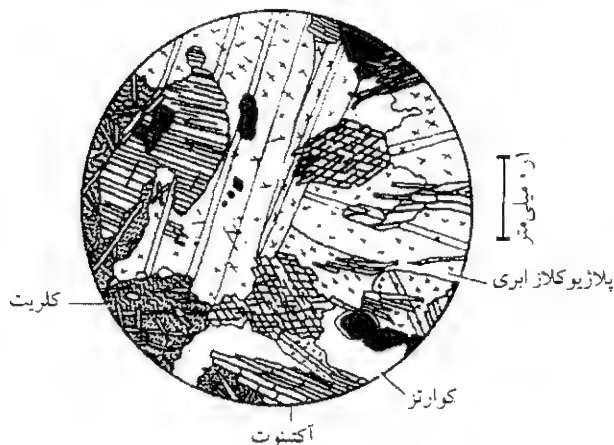
۲. سنگهای دگرگونی درجه ضعیف

در اعماق کمی پایینتر از محلی که بازالت‌های پیلولاوایی در کف اقیانوس دیده می‌شوند، یعنی در افق‌هایی که دایک‌های صفحه‌ای وجود دارند، به‌علت افزایش دما، درجه دگرگونی بیشتر از حالت قبل است. زیرا در نمونه‌های برداشت‌شده، به‌جای اسمکتیت، کوارتز و

کلریت دیده می‌شود. فلدسپار پلاژیوکلاز حالت ابرمانند به خود می‌گیرد و به صورت مجموعه‌ای تخریب شده ظاهر می‌شود. کمی پایتتر از این افق (بخش میانی دایکهای صفحه‌ای)، اپیدوت و آکتینوت نیز در سنگ ظاهر می‌شود (شکل ۷-۴۰). در این صورت مجموعه کانیها عبارت‌اند از:

پلاژیوکلاز - آکتینوت + کلریت + کوارتز + کانیهای کدر

این مجموعه دگرگونی را می‌توان دگرگونی درجه ضعیف یک بازالت محسوب کرد. گرینستون در این شرایط به وجود می‌آید.



شکل ۷-۴۰ مقطع میکروسکوپی یک نمونه از دایکهای صفحه‌ای که درجه دگرگونی ضعیف در آن دیده می‌شود.

۳. سنگهای دگرگونی درجه متوسط

با افزایش عمق، دما افزایش می‌یابد. در نتیجه هورنبلند جای آکتینوت را می‌گیرد، کلریت محو می‌شود و کلیتوپیروکسنی با ترکیب نزدیک به دیوپسید به این مجموعه اضافه می‌شود (شکل ۷-۴۱). در این صورت مجموعه کانیها عبارت‌اند از:

پلاژیوکلاز + کوارتز + هورنبلند + دیوپسید + کانیهای کدر

این مجموعه در تحتانی‌ترین بخش دایکهای صفحه‌ای ظاهر می‌شوند. اگر سنگ آفانیتی باشد به آن گرینستون و اگر دانه‌های آن مشخص باشد (فانریتی)، آمفیبولیت به وجود می‌آید.



شکل ۷-۴۱ مقطع میکروسکوپی بازالت که از دایک صفحه‌ای برداشت شده و درجه دگرگونی آن متوسط است.

حفره‌های اولیه گدازه‌های بازالتی ممکن است با کرینات و زئولیت پر شود و بادامک‌هایی به وجود آید. در گرینستون عموماً آثاری از سنگ والد محفوظ می‌ماند. این قبیل سنگها را می‌توان متابازالت نامید.

۴. اسپیلیت

اسپیلیت را می‌توان از گرینستون‌هایی به‌شمار آورد که در آنها منظره بافت بازالتی در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص باشد. به‌علاوه، اسپیلیت دارای کانیهای دگرگونی درجه ضعیف نظیر آلیت، کلریت، آکتینوت، اسفن، کلسیت، سیلیکهای آیدار آلومینیم - کلسیم (مانند اپیدوت، پرهینت، لومونیت) و آثاری از پیروکسن سنگ اولیه است.

اسپیلیتها در رسوبات کمربندهای کوه‌زایی فراوانترند و غالباً به‌صورت بالشهایی دیده می‌شوند که مختص فورانهای زیر دریایی است. اسپیلیتها از نظر شیمیایی شبیه بازالتها و انواع تفریق یافته آنها‌یند، ولی اصولاً قدیم‌تر و کلسیم کمتری دارند. درباره نحوه تشکیل اسپیلیتها اتفاق نظر وجود ندارد. علی‌رغم بقایای بازالتی و کانیهای دگرگونی درجه ضعیف در اسپیلیتها، بعضی عقیده دارند که آنها از انجماد ماگمای ویژه‌ای به‌وجود آیند. بعضی نیز بر این عقیده‌اند که اسپیلیتها از تغییر و تبدیل سنگهای معمولی در

فرایند خاصی که به آن اسپینیتی شدن^۱ می‌گویند به وجود می‌آیند. ولی چون تاکنون نتوانسته‌اند به‌طور تجربی مایعات مذابی شبیه اسپیلیت تهیه کنند تا کانیهای سازنده اسپینیت در آن متبلور شود. اخیراً فرضیه اول کنار گذاشته شده است.

بعضی از محققان با توجه به محل پیدایش و وجود قطعات پینولوا در اسپیلیتها، دخالت آب دریا را به عنوان فاز سیال عامل تغییر و تبدیل می‌دانند. با مطالعاتی که در سالهای اخیر انجام شده و نمونه برداریهایی که از کف اقیانوسها به عمل آمده، ثابت شده که اسپینیت در این اعماق کمیاب است. ممکن است در پدیده اسپینیتی شدن، فاز سیالی که از یک توده ماگمایی در حال تبلور به خارج نشت می‌کند همراه با دگرگونی واقعی در تغییر و تبدیل آن دخالت کند. با این توضیحات، هنوز در مورد منشأ اسپیلیتها اطلاعات کاملی در اختیار نداریم. در سالهای اخیر تصور بر این بوده است که در سنگهای بازالتی، نزدیک به ریفتهای اقیانوسی، ابتدا بر اثر دخالت آب دریا، محلولهای هیدروترمال سنگهای بازالتی را دگرسان می‌کنند و این سنگها در مرحله رورانش^۲ روی پوسته‌های قاره‌ای دگرگون می‌شود و اسپیلیت به وجود می‌آید.

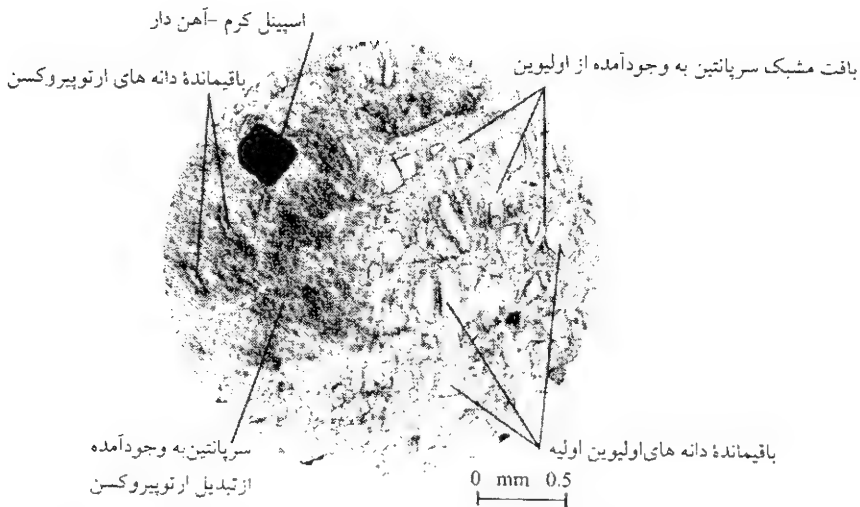
۵. سرپانتینیتها

سنگهای مجموعه افیولیتی (پریدوتیت، دونیت، هارزبورژیت) با درجات متفاوت بر اثر پدیده سرپانتینیتی شدن به سرپانتینیت تبدیل می‌شوند.
در سرپانتینیتها دو نوع فابریک یافت می‌شود:

- در سرپانتینیتهای ماسیف که عمدتاً در شرایط فشار همه‌جانبه به وجود می‌آیند، ساختمان قدیمی سنگ اولترابازیک در مجموعه مشبکی از کانیهای سرپانتین ثانوی (شکل ۷-۴۲) دیده می‌شوند. سطح شکست تازه آن به رنگ سبز زیتونی تا سیاه ولی سطح هوازده آن زرد نارنجی تا قرمز قهوه‌ای است. این همان سرپانتینیتهای نوع آپی است.

- در سرپانتینیتهای برشی (یا لغزشی)، حتی در نمونه‌های دستی، گروهی از سطوح لغزشی و صاف را به آسانی می‌توان تشخیص داد. رنگ آنها از سیاه تا سبز و گاهی زرد کم‌رنگ متغیر است. معمولاً فابریک قدیمی بر اثر فشارهای جهت دار محو می‌شود و سنگ از نظر مکانیکی مقاومت چندانی ندارد.

کانی سرپانتین خود از سه کانی به نامهای آنتیگوریت، لیزاردیت و کریزوتیل ساخته



شکل ۷-۴۲ پریدوتیت سرپانتینی شده. در این شکل سرپانتین جانشین اولوین و ارتوپروکسن شده است.

شده است که از نظر شیمیایی و ساختمانی با هم متفاوت‌اند. چنانکه دو کانی اول مانند میکاها از نوع ورقه‌ای و کانی سوم رشته‌ای و مانند آزبست است. در سرپانتینیتها، علاوه بر سه کانی فوق مقداری بروسیت (در صورتی که ماده کم‌سیلیس باشد)، تالک (اگر مقدار سیلیس کمی زیاده‌تر باشد)، مانیتیت‌های ثانوی و کربنات هم دیده می‌شود.

در بیشتر سرپانتینیت‌های آلی، لیزاردیت + کریزوتیل + بروسیت + مانیتیت دیده می‌شود که احتمالاً در حد بین دمای اتمسفر و ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌وجود آمده‌اند. سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریت‌دار نسبتاً کمیاب‌اند و احتمالاً بر اثر دگرگونی سنگهای اولترابازیک در رخساره شست سبز یا آمفیبولیت و دمای بیش از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد به‌وجود آمده‌اند. بعضی از سرپانتینیتها هم همراه با شیشه‌های آبی یافت می‌شوند.

چنانکه می‌دانیم افیولیت‌هایی که در مناطق فروورانش دیده می‌شوند اصولاً نظم و ترتیب یک مجموعه افیولیتی را نشان نمی‌دهند، یعنی سنگهای سازنده آن به‌طور کامل با هم مخلوط شده و سنگهایی به‌نام افیولیت ملانژ یا سرپانتینیت ملانژ به‌وجود آورده‌اند. گاهی قطعات سازنده این ملانژها ابعاد بزرگی دارند، ولی گاهی ابعاد قطعات بسیار کوچک است در این حالت به آن میکروملانژ می‌گویند (شکل ۷-۳۱). در این قبیل ملانژها، قطعات پریدوتیت، گابرو، بازالت، دیاباز، چرت، قطعات سرپانتینیت برشی دیده

می‌شود. اگر سیمان میکروملانژها از نوع آهک باشد به آن افی‌کلسیت یا افی‌کربنات می‌گویند که مخفف افیولیت + کلسیت (یا کربنات) است.

شیستهای سرپانتینی شده عبارت‌اند از سنگهای اولترابازیک که در آن به علت فشارهای جهت‌دار، سنگ دارای شیستوزیته شده و در عین حال کانیهای آن به سرپانتین تبدیل شده‌اند. تصور می‌شود که ملانژهای سرپانتینی ابتدا در طول گسلها ترانسفورم و نزدیک ریفت‌های اقیانوسی در نتیجه دخالت آب دریا به وجود می‌آید، سپس به هنگام استقرار روی قاره‌ها یا تغییر شکلهای بعدی به صورت ملانژ درمی‌آید و دگرگون می‌شود.

رودنگیت یا رودنریت را باید نوعی متاسوماتیسم کلسیک دانست که ممکن است در نتیجه تأثیر سیالات سرشار از کلسیم بر سنگهای گابرویی یا دیابازیک به وجود آید. در این حالت سنگ به مجموعه‌ای از کانیهای هیدروگروسلار، پرهنیت، پیروکسن سرشار از کلسیم مانند دیوپسید - ولاستونیت تبدیل می‌شود.

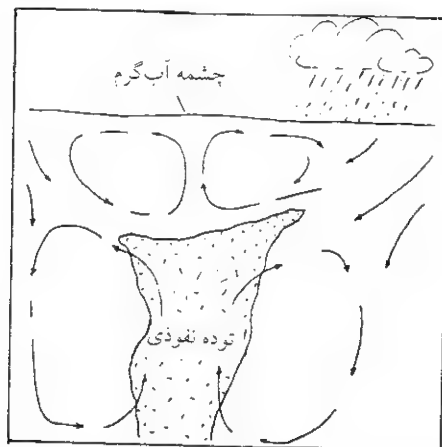
۶. تکنیت اولترابازیک

در مجموعه‌های افیولیتی و زیر افقهای تحتانی این مجموعه، سنگهای دگرگونی جهت‌یافته‌ای دیده می‌شود که تکنیت‌های اولترابازیک نامیده می‌شود و مطابق شکل ۷-۳۸ این سنگها در تحتانی‌ترین افق یک مجموعه افیولیتی و زیر کومولاهای اولترامافیک دیده می‌شوند. ضمناً در این افقها، پدیده گسترده دگرگونی کف اقیانوس وجود ندارد. زیرا آب دریا، تا رسیدن به این اعماق تبخیر می‌شود و مجدداً به کف اقیانوس برمی‌گردد (شکل ۷-۳۶). سنگهای اولترابازیک مورد بحث که عمدتاً از هارزبورژیت و لرزولیت و ندرتاً دونیت تشکیل شده‌اند جهت‌یافته‌اند و در اولوین آنها، نوارهای کینک‌باند دیده می‌شود که نشانه‌ای از دگرشکلی شدید در حالت جامد است. این سنگها را تکنیت اولترامافیک نیز می‌نامند، و با توجه به اینکه این سنگها در مجموعه‌های افیولیتی دیده می‌شوند و ترکیب استثنایی دارند آنها را باقیمانده جامد گوشته فوقانی در نظر می‌گیرند و دگرگونی آن را به حرکت دیابیری مواد سازنده گوشته مربوط می‌دانند که در ترازهای فوقانی، بخشی از آن ذوب‌شده و در تولید مایعات بازالتی سنگهای سازنده کف اقیانوسی شرکت کرده و بخشی ذوب‌نشده آن، حرکت دیابیری ماده جامد را در خود ثبت کرده و حالت فولیاسیون در آن به ظهور رسیده است، به نحوی که ارتوپروکستها و اولوین این سنگها تا حدودی خردشده و جهت‌یافتگی خاصی از خود نشان می‌دهند.

(و) دگرگونی هیدروترمال و سنگهای ناشی از آن

به کلیه تغییرات شیمیایی - کانی‌شناسی‌ای که تحت‌اثر آبهای ماگمایی یا هیدروترمال در سنگها ایجاد می‌شود دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال می‌گویند و نتیجه آن ایجاد لایه دگرسان‌شده در سنگ میزبان است که ضخامت آن از چند میلی‌متر تا چند متر (و گاه بیشتر) متفاوت است. در دگرگونی هیدروترمال، فاز سیال نقش مهمی دارد. این سیال ممکن است محلولهای پس‌ماگمایی^۱ و از توده آذرین به خارج نشت کند یا ممکن است مطابق شکل ۷-۴۳، آبهای زیرزمینی داغی باشد که در اطراف توده‌های نفوذی در بین شکستگیها جریان پیدا می‌کند. این آبها منشأ جوی دارند و می‌توان انواعی از آن را به‌صورت چشمه‌های آب‌گرم در اطراف بعضی از آتشفشانهای نیمه‌فعال ایران نیز مشاهده کرد. (مثلاً در اطراف اردبیل). وجود بسیاری از رگه‌های فلزی در اطراف توده‌های نفوذی در نتیجه فعالیت همین سیالات، در سنگهای میزبان به‌وجود آمده است.

دگرگونی هیدروترمال در مقیاس بسیار وسیع در زیر کف اقیانوسها رخ می‌دهد که در صفحات قبل توضیح داده شد و آنچه در زیر به آن اشاره می‌شود دگرگونیهایی است که به‌طور محلی و اغلب در اطراف توده‌های نفوذی ملاحظه می‌شود و تحت‌عنوان متاسوماتیسم از آن صحبت به میان می‌آید. چنانکه قبلاً اشاره شد، متاسوماتیسم عبارت است از هر نوع جانشینی ماده در سنگ که با تغییر ترکیب شیمیایی همراه است و به‌موجب آن کانیهای



شکل ۷-۴۳ مقطع فرضی یک توده نفوذی و جریانهای جابه‌جایی آبهای زیرزمینی در داخل شکستگیهای حول و حوش آن.

قدیمی به حالت محلول از محیط خارج می‌شوند و به جای آن کانیهای جدیدی به وجود می‌آیند. این دو عمل به قسمی همزمان انجام می‌شوند که در خلال آن حالت جامد سنگ پیوسته محفوظ می‌ماند.

نوع کانیهایی که در لایه دگرسان شده دیده می‌شود بستگی به عوامل زیر دارد:

- ترکیب کانی شناسی سنگ میزبان،

- ترکیب سیالاتی که در دسترس سنگ قرار می‌گیرند.

- دما و فشار محیط.

- شدت و گسترش دگرگونی هیدروترمال نیز به دو عامل خارجی و داخلی بستگی

دارد: عامل خارجی شامل موارد زیر است:

- تراوایی سنگ میزبان،

- ساختمان اولیه سنگ میزبان،

- ترکیب شیمیایی و کانی شناسی سنگ میزبان،

- عمقی که سنگ میزبان دچار دگرسانی می‌شود.

عامل داخلی شامل موارد زیر است:

- حجم محلولهای هیدروترمال که خود تابع حجم توده‌های نفوذی است،

- دما و فشار محلولهای فوق که خود تابع عمق استقرار توده نفوذی و نوع آن است،

- قدرت انتشار که خود به نوع عناصر محلول در فاز سیال وابسته است،

- شرایط EH و pH محلولها.

سنگهای دگرگونی هیدروترمال

بعضی از سنگهای دگرگونی هیدروترمال را در دگرگونیهای مجاورتی (اسکارن و گریزن) و دگرگونیهای زیر کف اقیانوس (به نامهای گریستون، آمفیولیت، سرپانتینیت) ذکر کرده‌ایم. با توجه به اهمیتی که دگرگونیهای هیدروترمال در پیدایش کانسارهای فلزی دارند و از آن با عنوان دگرسانی یا آلتراسیون هیدروترمال صحبت می‌شود در اینجا به طور مختصر به آن اشاره می‌کنیم.

۱. آلیتیت. سنگهایی از دسته متاسوماتیت است که بر اثر عملکرد محلولهای پس ماگمایی

سدیم‌دار - ناشی از گرانیتوئیدها - در ساختمان و ترکیب سنگ، تغییراتی بروز می‌کند.

تأثیر این محلولها بیشتر به بخش قله‌ای گرانیتوئیدها محدود است و موجب پیدایش آلبيت، میکای لیتیم‌دار و دیگر کانیهای باززش مانند کلمییت، پیروکلر، زیرکن، بریل و کانیهای عناصر خاکهای نادر می‌شود. گاهی وفور آلبيت در سنگ به‌حدی است که آن را آلبيتیت می‌خوانند.

۲. آدینول. با ورود محلولهای هیدروترمال سرشار از سدیم در رسوبات رسی، سنگی سرشار از آلبيت به‌وجود می‌آید که عمدتاً در حاشیه توده‌های نفوذی بازیک ظاهر می‌شود.

۳. اپیدوتیت یا اپیدوزیت. سنگی است سبزرنگ و اساساً از اپیدوت تشکیل یافته و ممکن است در آن کمی کلریت و بلورهای کوارتز هم دیده شود. بافت این سنگ عمدتاً افیتی و معمولاً از دگرگونی بازالتها یا گابروها به‌وجود می‌آید. این پدیده را اپیدوتی شدن نیز نامیده‌اند.

۴. پروپیلیتی شدن. این پدیده در حد رخساره شیست سبز اتفاق می‌افتد و عمدتاً سنگهای آتشفشانی به‌ویژه آندزیتها که در معرض محلولهای هیدروترمال قرار داشته باشند به مجموعه‌ای از کوارتز + آلبيت + کلریت + اپیدوت + کلسیت + کانیهای رسی تبدیل می‌شوند و سنگ به رنگ سبز درمی‌آید. این همان پورفیرهای سبز است که آن را در اکتشاف کانسارهای مس و مولیبدن ردیابی می‌کنند.

۵. سرپیتی شدن. این دگرسانی با خروج عناصر سدیم، کلسیم و منیزیم سیلیکاتها مشخص می‌گردد و بر اثر آن آلومینوسیلیکاتها به‌ویژه پلاژیوکلازها از بین می‌روند و به‌جای آنها میکاهای دانه‌ریز و گاه فیبری (سرپیت) جایگزین می‌شود. این پدیده در دمای حدود ۳۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد.

۶. آرژیلی شدن. این پدیده در محیطهای اسیدی رخ می‌دهد و به‌موجب آن عناصر آلکالن سیلیکاتها مثلاً سدیم، پتاسیم و کلسیم فلدسپارها از محیط خارج می‌شوند و به‌جای آنها کانیهای رسی به‌وجود می‌آید. وجود رگه‌های سفیدرنگ و گاه خالص کائولن در توفیتهای سبز البرز به این پدیده وابسته است و دمای تشکیل آن ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد است.

۷. دگرسانی پتاسیک. اصولاً در مجاورت توده‌های نفوذی و با دخالت محلولهای پتاسیم‌دار، بعضی از کانیهای سنگ به ارتوز تبدیل می‌شوند. با توجه به شرایطی که از تشکیل کانیهای نوظهور فوق می‌دانیم، وجود رگه‌هایی مانند زئولیت، کربنات، کلریت، سیلیس و حتی اوپال در داخل سنگها را می‌توان به دگرگونی هیدروترمال وابسته کنیم. ضمناً وجود سرپانتینیتها، رودزیت (رودنگیت)، پیدایش مجموعه‌های تالک + سرپانتین و رگه‌های آزبست در مجموعه‌های افیولیت ملانژ ایران همگی به دگرگونی هیدروترمال مربوط‌اند که از توضیح مجدد آنها صرف‌نظر می‌کنیم.

ز) سنگهای دگرگونی درجات بسیار شدید

۱. میگماتیتها

در مناطقی که با دگرگونی درجات شدید سروکار داشته باشیم سنگهای مختلط نیمه‌ذوب‌شده‌ای پیدا می‌کنیم که به آن میگماتیت می‌گویند. میگماتیت، در زبان یونانی به معنی اختلاط است و عبارت از سنگی مرکب و ناهمگن است که قسمتی از آن رنگ روشن و ظاهر گرانیتی دارد و قسمت دیگر از نوع گنیسی و از کانیهای تیره تشکیل شده است (شکل ۷-۴۴). حد بین بخش گرانیتی با بخش دگرگونی ممکن است ناگهانی یا تدریجی باشد. حدود هر یک از بخشها ممکن است در ابعاد چندین سانتی‌متر یا حتی متر باشد. به همین دلیل، میگماتیتها را باید در مقیاس بزرگ یعنی در کارهای صحرایی تشخیص داد. در حد نمونه‌های دستی فقط به شرط آنکه، مقیاس اختلاط در حد مناسبی باشد می‌توان آن را بازشناخت.

همان‌طور که پیشتر ذکر شد، بخشی از میگماتیت گرانیتی و بخش دیگر آن گنیسی و غالباً سرشار از کانیهای آهن و منیزیم و آلومینیم است. به بخش گرانیتی و روشن سنگ منقول^۱، مجموعه روشن یا لوکوسم^۲ می‌گویند. بخش گنیسی را که از ذوب مصون مانده و از ترکیبات دیرگداز ساخته شده رستیت^۳ (باقیمانده) یا مجموعه تیره یا ملانوسم^۴ می‌نامند و یا توجه به برجای ماندن و مقاومت، به آن کانیهای قدیمی و مصون مانده از ذوب یا پالئوسم^۵ هم گفته شده است.

در شکل ۳-۱، منحنی پیررنگی به نام منحنی ذوب گرانیت نشان داده شده که معرف شروع ذوب ترکیبات گرانیتی در حضور آب است. در شکل ۵-۷، نیز همین منحنی را در

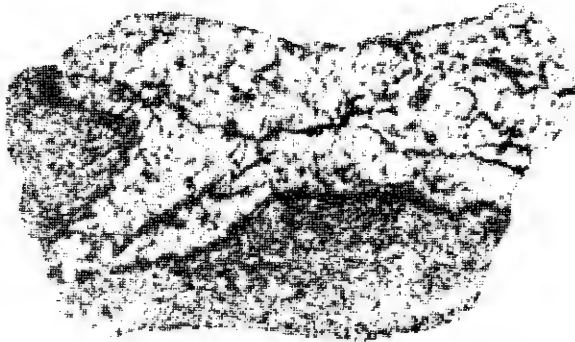
1. mobilisat

2. leucosome

3. restite

4. melanosome

5. paleosome



شکل ۷-۴۴ عکسی از میگماتیت. در اینجا بخش روشن با نواری از بیوتیت تیره مشخص می‌شود که حدود منطقه ذوب‌نشده را مشخص می‌کند. این شکل و ترکیب بخش باقیمانده (گنیس شستی) نشان می‌دهد که احتمالاً آب در شیارهای سنگ وجود داشته و عامل ذوب بوده است.

داخل قلمرو رخساره‌های دگرگونی مشخص کرده‌ایم و ملاحظه می‌کنیم که در شرایط سطح زمین (فشار کم)، این منحنی، در داخل رخساره سانیدینیت و در اعماق زیادتر (فشار زیاد) در قلمرو رخساره آمفیبولیت وارد می‌شود. یعنی در شرایط رخساره آمفیبولیت ممکن است پدیده ذوب رخ دهد و در صورتی که ترکیب مناسب باشد، مایع مذاب با ترکیب گرانیته به وجود آید. در داخل همین رخساره آمفیبولیتی، این منحنی ذوب به مرز پایداری آندالوزیت - سیلیمانیت نزدیک می‌شود و همان‌طور که پیشتر توضیح داده شد، وجود سیلیمانیت معرف درجات شدید دگرگونی است و حضور سیلیمانیت در بسیاری از میگماتیتهای دنیا نشانه آغاز ذوب سنگهای گرانیته است. به علاوه، وجود میگماتیتهای داخلی‌ترین مناطق دگرگونی ناحیه‌ای (یعنی در هسته آنها، شکل ۷-۱۸) هم نشانه دیگری از درجات شدید دگرگونی ناحیه‌ای است.

درباره نحوه تشکیل میگماتیت نظریات مختلفی ابراز شده که اهم آنها به اختصار

چنین است:

۱. بعضی از محققان وجود لایه‌های کوارتز و فلدسپار را به تزریق ماگمای مذاب گرانیته به داخل سطوح شستوزیته در ارتباط می‌دانند و آن را نوع گنیس در نظر می‌گیرند که به نام گنیس تزریقی مشهور است (شکل ۶-۱۴).

۲. بعضی دیگر تصور می‌کنند که لایه گرانیته برای تزریق ماگما به وجود نیامده، بلکه از ذوب بخشی و در جا، در درجات شدید دگرگونی ایجاد شده است (شکل ۶-۱۶).

در این حالت، کانیهای روشن که به سهولت ذوب می‌شوند در حد بین کانیهای دیرگداز قرار می‌گیرند. مسلماً وجود آب بین لایه‌ای موجب سهولت عمل ذوب می‌شود و در نتیجه ممکن است در پیدایش لایه‌های ذوب مؤثر باشد.

۳. گروهی عقیده دارند که حالت نواری ممکن است در نتیجه مهاجرت بعضی از ترکیبات در خلال دگرگونی باشد، مثلاً یونهای پتاسیم، سدیم و سیلیسیم ممکن است به داخل لایه‌ها وارد شود و آنها را فلدسپار تبدیل کند و آهن و منیزیم هم وارد لایه‌های سرشار از کانیهای تیره می‌شود. این همان تفریق دگرگونی است (شکل ۶-۱۶)، که قبلاً راجع به آن بحث کرده‌ایم.

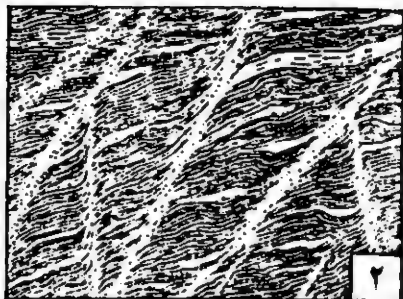
میگماتیتها به صورت اشکال متفاوت دیده می‌شوند (شکل ۷-۴۵) که از توضیح آن صرف‌نظر می‌کنیم و تنها به ذکر مختصر ۵ نمونه زیر اکتفا می‌کنیم:

۱. میگماتیت نوع آگماتیک^۱ یا میگماتیتهایی که ساخت برشی دارند (شکل ۷-۴۹).
۲. میگماتیت نوع فلبیتی^۲ یا میگماتیتهایی که حالت رگه‌ای دارند.
۳. میگماتیت نوع نبولیتی^۳ که حالت شیخ و ابرمانند دارد (شکل ۷-۵۰).
۴. میگماتیت نوع شلیرن^۴ که در آن کانیهای دیرگداز چینه‌های متعدد به‌خود می‌گیرد.
۵. میگماتیت نوع افتالمیتی^۵ که پر از اشکال بادامی یا چشمی است.

۲. آناتکسی و گرانیت‌های آناتکسی

کلمه آناتکسی معرف دگرگونی ناحیه‌ای شدیدی است که با ذوب کامل یا بخشی از سنگ همراه باشد (آناتکسی یعنی ذوب). ماده حاصل از ذوب در فرایندهای سنگ‌زایی مجدد یعنی تولید ماگمای پالین ژنتیک یا گرانیت‌هایی که از ذوب رسوبات به‌وجود می‌آیند، دخالت می‌کند. سنگ‌شناسان با ذکر مثالهای متعدد نشان داده‌اند که بسیاری از گرانیتها منشأ رسوبی دارند و معمولاً رسهای شیستی سرشار از کوارتز، گری‌واک و آرکوز را به‌عنوان مولد گرانیت در نظر می‌گیرند. آزمایش زیر این موضوع را به‌اثبات می‌رساند:

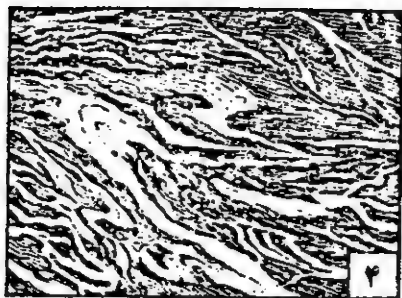
آزمایش. یک رس ایلیت‌دار سرشار از کوارتز و آلومین (نمونه A)، یک رس ایلیتی کوارتزدار (نمونه B) و یک رس سرشار از منیزیم و آهن (نمونه C) را انتخاب می‌کنیم و آنها را در فشار ثابت ۲۰۰۰ بار در کوره قرار می‌دهیم، سپس دمای کوره را تدریجاً



ساخت دیکتیونیتیک



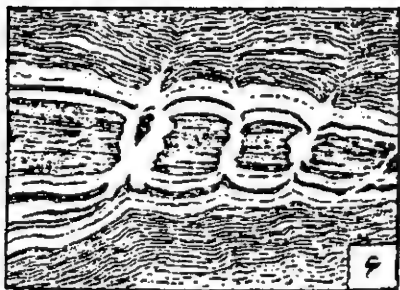
ساخت برشی (با آگماتیک)



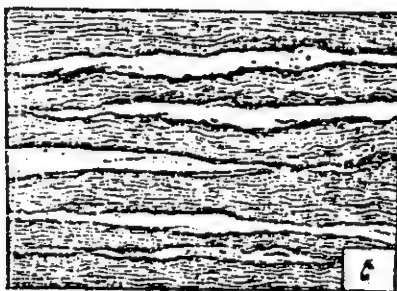
ساخت فلیتی



ساخت شولن



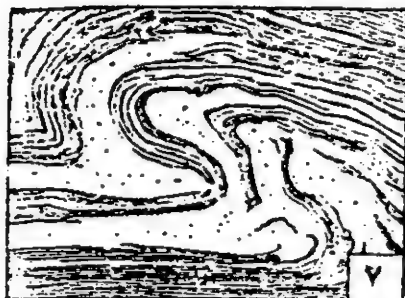
ساخت سورثیتیک (یا انبساطی)



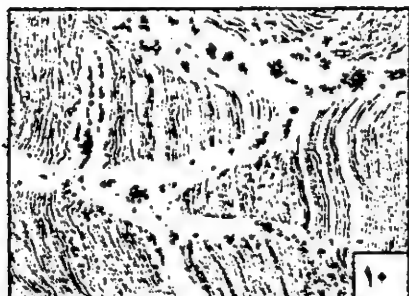
ساخت لایه‌ای و یا استروماتیک



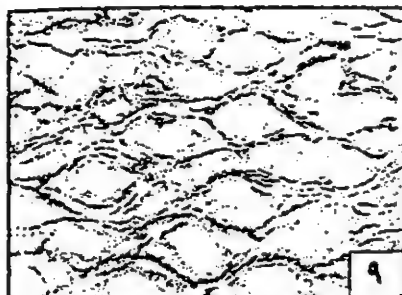
ساخت پیگماتیک



ساخت چین خورده



استیکتولینیک



ساخت اُفتالمیتی (چشمی)



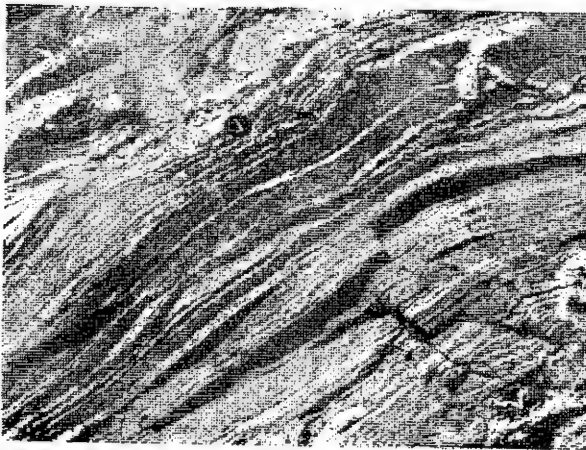
ساخت نپولیتی



ساخت شلیرن

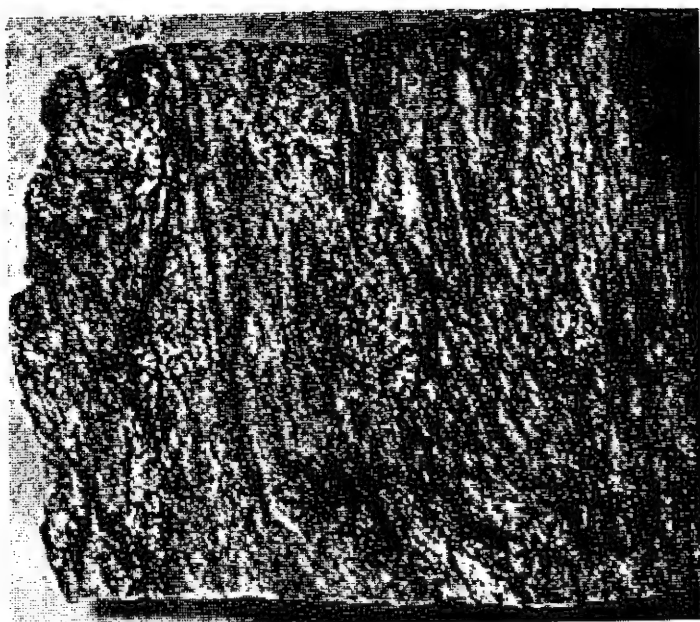


(الف)



(ب)

شکل ۷-۴۶ دو نوع میگماتیت. آیا می‌توانید با توجه به شکل قبل نوع این دو میگماتیت را تعیین کنید؟



شکل ۴۷-۷ آناتکسیت یا میگماتیت

افزایش می‌دهیم. با افزایش دما، واکنشهایی در حالت جامد صورت می‌گیرد و کانیهای جدیدی به وجود می‌آید (کانیهای دگرگونی) و به این ترتیب سنگ دگرگونی ایجاد می‌گردد. اگر دما را به ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد برسانیم، شاهد ایجاد کانیهای دگرگونی مندرج در جدول ۶-۷ از نمونه‌های مورد آزمایش خواهیم بود.

جدول ۶-۷ ترکیب کانی‌شناسی رس A و B و C پس از دگرگونی در ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ثابت ۲۰۰۰ بار

نام کانیها	درصد کانیها در نمونه A	درصد کانیها در نمونه B	درصد کانیها در نمونه C
کوارتز	۲۱	۲۰	۲۸
فلدسپار آلکالن	۲۰	۲۵-۳۰	۱۹
پلاژیوکلاز	کم	کم	۵
کوردیریت	—	۲۱	۲۵
بیوتیت	۴	—	کم
مولیت - سیلیمانیت	۳۵	۱۰	۹
هماتیت - ایلمنیت	۱	خیلی کم	۳-۵ درصد

به این ترتیب، بر اثر دگرگونی درجه شدید، نمونه A به مجموعه‌ای مشابه با گنیس سیلیمانیت‌دار و دو نمونه B و C به گنیسهای کوردیریت و سیلیمانیت‌دار تبدیل شدند.

خاطر نشان می‌کنیم که در فلدسپار آلکالن کمی آلیت وجود دارد (پریتیت).

با افزایش بیشتر دما یعنی ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد ذوب بخشی آغاز می‌شود. یعنی تمام فلدسپارهای آلکالن و قسمت مهمی از کوارتز و بخشی از پلاژیوکلاز ذوب می‌شود و در عوض مولیت - سیلیمانیت، همتیت، قسمت اعظم بیوتیت و کوردیریت به‌صورت ذوب‌نشده باقی می‌مانند. اگر مجموع کانیهای فوق در یک نمونه با هم وجود داشته باشند میگماتیت نامیده می‌شود که بر اثر آناتکسی (ذوب) از رسوبات در شرایط درجات شدید دگرگونی به‌وجود آمده است. اگر به‌عللی مایع مذاب حاصل، از مواد جامد ذوب‌نشده جدا شود و مثلاً در طبیعت به بخشهای فوقانی پوسته زمین صعود کند گرانیتهایی به‌وجود می‌آید که می‌توان آنها را گرانیتهای آناتکسی، گرانیتهای پالین ژنتیک نامید. ولی اگر در جا باقی بماند مخلوطی از مواد گرانیتی و دگرگونی به‌وجود می‌آید که به آن میگماتیت می‌گویند. خاطر نشان کنیم که تشخیص این گرانیتهای از گرانیتهای ماگمایی با آزمایشهای ساده امکان‌پذیر نیست. با این توضیحات، نتیجه می‌گیریم:

الف) دگرگونی درجات بسیار شدید رسوبات پلیتی و گری‌واکها، ممکن است با پدیده ذوب همراه باشد.

ب) ماده حاصل از ذوب اگر بر جا بماند و با کانیهای دگرگونی مصون مانده از ذوب مخلوط شود، میگماتیت به‌وجود می‌آید.

ج) با جدا شدن و حرکت مواد مذاب به طبقات فوقانی، گرانیتهایی به‌وجود می‌آید که در طبیعت بسیار فراوان‌اند. این گرانیتهای پالین ژنتیک می‌نامند.

۳. آناتکسیت

کلیه سنگهایی که بر اثر آناتکسی (ذوب) به‌وجود آید آناتکسیت نامیده می‌شوند و چون سنگهای گرانیتی، کمترین نقطه ذوب را دارند، آناتکسیتها عمدتاً ترکیب گرانیتی دارند. مسلماً تشخیص آناتکسیتها هنگامی امکان‌پذیر است که بخش گرانیتی (روشن) و بخش گنیسی (تیره) در کنار هم قرار داشته باشند (شکل ۷-۱۶). در غیر این صورت تنها به کمک آزمایشهای دقیق ژئوشیمیایی و بررسیهای صحرایی می‌توان آنها را شناسایی کرد (مثلاً در یک دگرگونی ناحیه‌ای، از خارج به داخل، که درجات دگرگونی تدریجاً زیاد می‌شود، ممکن است مطابق شکل ۷-۱۸، ابتدا گنیس، سپس لپتینیت، پس از آن میگماتیت

و در هسته گرانیت داشته باشیم. به احتمال زیاد این گرانیت را باید از منشأ آناتکسی یعنی از نوع آناتکسیت دانست.

این آناتکسیتها را باید آناتکسیت پوسته‌ای نامید. بنابراین باید آناتکسیت گوشته‌ای هم داشته باشیم، زیرا از ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های سازنده گوشته فوقانی مایعات بازالتی به وجود می‌آید که مخلوطی از سنگهای بازالتی و قطعات ذوب‌نشده گوشته فوقانی است. این همان آناتکسیت‌های گوشته‌ای است که در سطح زمین بسیار کمیاب‌اند.

گرانیت‌های آناتکسی. کلیه گرانیت‌هایی که منشأ آناتکسی داشته باشند به این نام موسوم‌اند.

۴. امبرشیت یا امبرکیت^۱

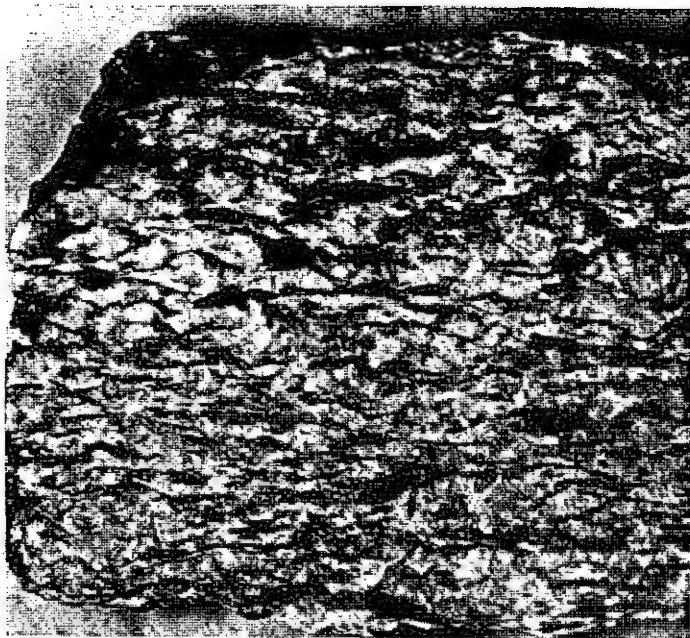
امبرشیت را می‌توان نوعی میگماتیت با ساخت چشمی دانست (شکل ۷-۴۸). در این حالت، نوعی گنیس چشمی با چشمهای درشت فلدسپار است که حد فاصل بین چشمها را کانیهای ورقه‌ای بسیار نازک (گاهی از نوع سوزنی) از هم جدا می‌کند.

سنگهای دگرگونی و منابع معدنی

منابع معدنی ارزشمندی که بر اثر پدیده‌های دگرگونی به وجود می‌آیند به دو دسته عمده تقسیم می‌شوند: الف) سنگها، ب) کانیها.

الف) سنگها

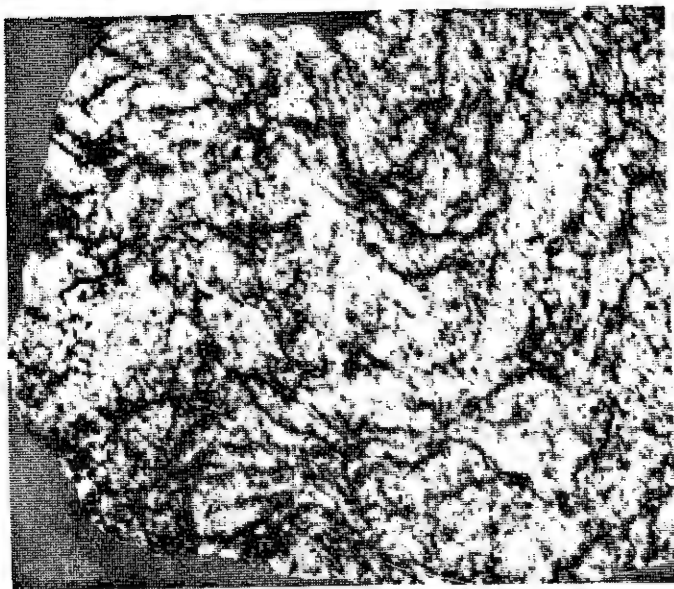
در ایران، از قدیم از سنگ لوح برای سقف، روکار و کف ساختمان استفاده می‌کردند. به دلیل آنکه این سنگها را می‌توان به صورت ورقه‌ای بزرگ سنگی جدا کرد در بعضی روستاها به عنوان پل سنگی استفاده می‌شود. سنگ مرمر نیز به علت برش آسان و ظاهر زیبا از قدیم در بسیاری از مناطق دگرگونی مانند مشهد، گلپایگان، ازنا، اطراف همدان، اسدآباد، یزد و اردکان استخراج می‌شده است. سنگ چینی نوعی مرمر دانه‌ریز است که به علت رنگ روشن و استحکام در تزیینات درونی ساختمان به کار برده می‌شود. در سوئد، آلمان و فرانسه از آمفیبولیت، گنیس و بعضی از شیستهای سبزرنگ به عنوان سنگهای ساختمانی استفاده می‌شود. گنیسهای زمان‌آباد ناحیه ساغند از نمونه‌هایی است که می‌توان از آن در تزیینات درونی و بیرونی ساختمان استفاده کرد. همان‌طور که در مورد منشأ



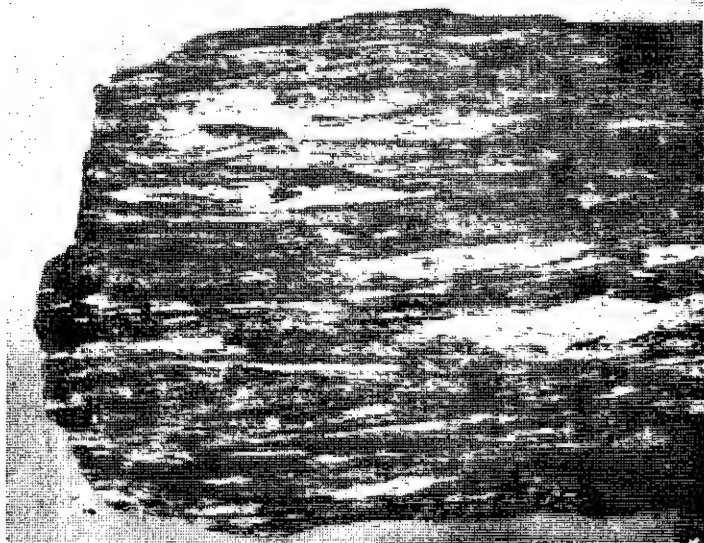
شکل ۷-۴۸ امبرشیت



شکل ۷-۴۹ میگماتیت نوع آکمایتی



شکل ۵۰-۷ نپولیت



شکل ۵۱-۷ گنیس چشمی

سرپانتینیتها و دگرگونی آنها اشاره شد، از سنگهای سرپانتینیت به‌عنوان سنگ سبز رگه‌دار (در تجارت سنگهای ساختمانی) نام برده می‌شود. پیشتر گفتیم که در سبزوار و به‌خصوص جنوب مشهد، ظروف سنگی از نوع سنگ سرپانتینیت + تالک حاوی کمی کلریت تهیه می‌کنند که به‌صورت قندان، شمعدان، جای دیزی و مجسمه‌های سنگی و حتی تسبیح به‌فروش می‌رسانند.

ب) کانیه‌ها

بعضی از کانیه‌های دما بالا مانند آندالوزیت و سیلیمانیت برای تولید چینیه‌های مقاوم در برابر گرمای زیاد مثل شمع اتومبیلها به‌کار برده می‌شود. بعضی از کوره‌های مقاوم را از کانیه‌های دگرگونی سرشار از Al_2O_3 می‌سازند.

از گرونها به‌عنوان کانیه‌های ساینده استفاده می‌شود. بعضی از انواع آتشی رنگ آن را به‌عنوان جواهر یا یاقوت بدل استفاده می‌کنند. از انواع سبزرنگ آن نیز در جواهرسازی استفاده می‌شود. از کورندون (آلومین) که در سنگهای سرشار از آلومین دگرگون‌شده به‌وجود می‌آید و پس از الماس سخت‌ترین اجسام (در مقیاس موس) است به‌عنوان کانی ساینده و از انواع رنگین آن در جواهرسازی به‌عنوان یاقوت استفاده می‌شود.

از تالک نیز در لوازم بهداشتی و آرایشی به‌صورت نرم‌کننده و هم در صنعت به‌عنوان روان‌کننده استفاده می‌شود. از گرافیت که خود از دگرگونی شیلای کربن‌دار و زغال سنگها ایجاد می‌شود در صنعت به‌عنوان چرب‌کننده، تهیه مداد، زغال دینام الکتروموتورها و در راکتورهای اتمی به‌عنوان کم‌کننده سرعت نوترونها در ماشینهایی استفاده می‌شود که دمای زیاد تولید می‌کنند.

همان‌طور که در مبحث دگرگونی مجاورتی ذکر کرده‌ایم، از اسکارنها کانسارهای بارزشی از مس، مولیبدن، قلع، آنتیموان و آهن می‌توان به‌دست آورد. به‌علاوه، همان‌طور که در دگرگونی هیدروترمال و متاسوماتوز اشاره شد، کانسارهای عظیم مس، مولیبدن، سرب، روی، آهن، تنگستن، بیسموت، طلا و نقره ممکن است از شستشوی سنگهای آذرین با محلولهای هیدروترمال به‌وجود آیند.

آزبست یا پنبه کوهی نیز که از دگرگونی هیدروترمال سنگهای اولترابازیک و پریدوتیت به‌وجود می‌آید. در تهیه پارچه‌های نسوز به‌کار می‌رود.

شرح مختصری از پراکندگی سنگهای دگرگونی در ایران*

با توجه به برنامه تحصیلی دانشگاه پیام نور و برای آنکه دانشجویان زمین شناسی این دانشگاه و دیگر دانشجویان عزیز کشور بتوانند بعضی از انواع سنگهای دگرگونی را در نزدیکی محل اقامت خود پیدا کنند و آنها را تا حد امکان مطالعه و نامگذاری کنند سعی کرده ایم در اینجا به اختصار بعضی از بیرون زدگیهای سنگهای دگرگونی ایران را ذکر کنیم. مسلماً در درس زمین شناسی ایران می توانید با تفصیل بیشتری مطالب را دنبال کنید.

الف) سنگهای دگرگونی مجاورتی

۱. در نزدیکی پلور (جاده هراز) در حد فاصل آهک لار و گدازه های بازالتی دماوند، خاکهای قدیمی به رنگ قرمز آجری در آمده که گاهی ضخامت آن تا ۳۰ سانتی متر هم می رسد. این همان دگرگونی مجاورتی است که در محل تماس با گدازه های آتشفشانی به وجود آمده است.

۲. در حاشیه گراندیوریت قصر فیروزه (شرق تهران)، آهکهای تریاس دگرگون شده و مرمر و لاستونیت و گروندار به وجود آمده است. معدن آهن قصر فیروزه که اکثراً مانیتیت و هماتیت و کمی پیریت و کالکوپیریت است به اسکارن زایی همین توده در حاشیه سنگهای آهکی وابسته است.

۳. در ناحیه اهر، در اطراف توده دیوریتی و گراندیوریتی، اسکارنهای کانی زا با عیار خوبی از مس در مجاورت سنگهای آهکی به وجود آمده (معدن مزرعه)، و کانیهای تشکیل دهنده آن دانه درشت اند و در آن مولیدن نیز گزارش شده است.

۴. در حاشیه گرانیویدهای همدان، به خصوص در مسیر جاده عباس آباد - گنجنامه دگرگونی مجاورتی توده الوند را می توان مشاهده کرد که ابتدا با شیبهای لکه دار و سپس به هورنفلسهای تیره و سیاه کوردیریت - فلدسپاردار برخورد می کنیم.

۵. گرانیت دوران زنجان در رسوبات سازند کهر این منطقه نفوذ کرده و شیلهای آن را سخت و متراکم نموده و به این ترتیب دگرگونی مجاورتی به وجود آورده است.

۶. گرانیت جنوب لاهیجان در ضلع جنوب شرقی خود، سنگهای آهک تشکیلات کهر را دگرگون کرده و مرمر گرانبلاستی با کانیهای دگرگونی به وجود آورده است و در

* جزء برنامه های درسی دانشجویان نیست و برای مطالعه بیشتر درج شده است.

ناحیه دیزبن، شیست لاهیجان (دگرگونی ناحیه‌ای) را مجدداً دگرگون کرده است (دگرگونی مجاورتی).

۷. در اطراف گرانیت یونس ملایر هورنفلسهای نسبتاً ضخیمی وجود دارد. نظیر همین نوع هورنفلسها را می‌توان در نزدیکی توپسراکان (گردنه دولایی) باکوردیرتهای فراوان سیاه‌رنگ و آندالوزیتهای گلی رنگ پیدا کرد.

۸. در مشرق ایران، گرانیت شاه کوه، در شمال مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای مجموعه ده سلم بیرون زده است. این مجموعه، دوباره بر اثر دگرگونی مجاورتی این گرانیت به هورنفلسها و شیستهای لکه‌دار تبدیل شده است. در همین هاله دگرگونی آثاری از کانی‌زایی مس دیده می‌شود.

۹. در اطراف گرانیتهای مشهد هاله دگرگونی جالبی وجود دارد به‌نحوی که اسلیتها و شیستهای مشهد، دگرگونی مجدد پیدا کرده‌اند.

۱۰. در حاشیه شمالی توده سینیتی لواسان، مشرق تهران، توفیتهای سبز البرز سخت‌تر شده و در آن گلوله‌هایی از کالسدوئن - اوپال در متن دانه‌درشت توفیتهای به‌وجود آمده است.

۱۱. در سد کرج، در حاشیه شمالی توده مونزودیوریت این ناحیه، توفیتهای سبز البرز دگرگون شده و در آن سوزنهای آمفیبول به‌وجود آمده و سنگ سخت‌تر و مستحکم‌تر شده است.

۱۲. در اطراف گرانیتهای و گرانودیوریت‌های ابهر (بین تاکستان و زنجان) توفها و آندزیت‌های این ناحیه دگرگون شده‌اند و در داخل شکستگیها آثاری از کانیهای سبز رنگ مس و دگرسانیهای هیدروترمال دیده می‌شود.

۱۳. در حاشیه شرقی گرانیت شیرکوه یزد، مرمهرهای بسیار دانه‌درشتی (قطر کلسیتهای ایدیومورف به حدود ۲ سانتی‌متر می‌رسد) وجود دارد که قطعات خردشده آن را در موزاییک‌سازی به‌کار می‌برند. در حاشیه شمالی این توده نیز شیل‌های ژوراسیک به هورنفلسهای سخت و متراکم تبدیل شده است.

ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی

متأسفانه پیدا کردن این نوع سنگها به تجربه زیاد نیاز دارد. در کنار بعضی از گسل‌های مهم ایران، مثلاً راندگی بزرگ زاگرس، گسل نهبندان، گسل بشاگرد، گسل کویر بزرگ و گسل

شانندیز - سنگ بست (مشهد) می‌توانید این نوع سنگها را پیدا کنید. مؤلف در ضلع غربی گرانتیت حسن رباط موته اصفهان، گرانتیت میلونیتی را مشاهده کرده است. ضمناً بعضی از گرانیتهای ایران مانند انواعی که در یونس و سامن ملایر بیرون زدگی دارند یا در گرانیتهای شیرکوه یزد (از مسیر جاده تفت) در زیر میکروسکوپ می‌توان آثار خاموشی موجی در کوارتز و بافت ساروجی را ملاحظه کرد که نشانه‌هایی از دگرگونی دینامیکی در آنهاست. در کانیه‌های سازنده بعضی از پریدوتیتها آثار میلونیتی شدن را به‌صورت خردشدگی می‌توان مشاهده کرد. در مناطق خردشده و گسل خورده گرانتیت جنوب لاهیجان، سنگهای کاتاکلاستی و میلونیت به‌وجود آمده است. در همدان، گنیس علی‌آباد دماق، در نتیجه حرکت گسلهای ناحیه به‌وجود آمده است.

ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

با توجه به گسترش و وسعت دگرگونی ناحیه‌ای در ایران بعضی از زونهای دگرگونی ایران به اختصار عبارت‌اند از:

۱. دگرگونی زون بینالود که در جنوب مشهد تا تربت‌جام ادامه دارد و دنباله آن تا داخل افغانستان نیز کشیده شده است. سنگهای دگرگونی به‌صورت اسلیت‌ها، شیت و میکاشیستهای بسیار متنوع در جنوب شهر مشهد، طرqbه و در کنار جاده مشاهده می‌شود. ضمناً اولترابازیکهای بین لایه‌ای (با رسوبات) دگرگونی‌یافته و مجموعه سرپانتینیت + تالک نمونه‌هایی است که در ساختن اشیای سنگی از آن استفاده می‌کنند. به‌عقیده نگارنده، گرانیتهای قدیمی مشهد با جهت‌یافتگی زیاد خود در نتیجه دگرگونی شدید رسوبات پالئوزوئیک زیرین به‌وجود آمده‌اند.

۲. سنگهای دگرگونی در ناحیه اسالم (راه خلخال) و شاندرمن در کوههای طالش را می‌توان تنوعی از گنیس و میکاشیست و اسلیت‌ها دانست که در آن رگه‌های کوارتز فراوان نیز می‌توان مشاهده کرد.

در مسیر جاده فومن به ماسوله، نیز انواع میکاشیست‌ها و لینه‌آسیونهای جالب توجه را در چهار کیلومتری ماسوله می‌توان رؤیت کرد.

۳. در مجموعه دگرگونی گشت واقع در مشرق ماسوله، سنگهایی با درجات دگرگونی متفاوت را می‌توان دید. متأسفانه به‌علت منطقه جنگلی، بیرون‌زدگیها را فقط در مسیر رودخانه غروب بار و ماسال می‌توان مشاهده کرد. در قسمتهای زیرین این مجموعه،

میگماتیت، گنیس و میکاشیستهای متنوع دیده می‌شود که با یک لایه کوارتزیتی از قسمتهای فوقانی جدا می‌شود و در مجموعه فوقانی، اقسام شیستها و فیلیتها را می‌توان مشاهده کرد.

۴. نوار دگرگونی یا زون دگرگونی سندج - سیرجان به طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر و پهنای متوسط ۳۰ کیلومتر گسترش دارد و شامل مجموعه‌های دگرگونی سندج، همدان، ملایر، تویسرکان، بروجرد، اراک، گلپایگان، یوانات، ده‌بید، نیریز، اسفندقه، سیرجان، حاجی‌آباد است. انواع رخساره‌های دگرگونی و سنگهای دگرگونی در آن دیده می‌شود. چنانکه در بخشهای جنوبی، میگماتیتها، گنیسها، میکاشیستها، آمفیولیتها و مرمرهای فراوانی به سن قدیمی پرکامبرین و ژوراسیک پایانی وجود دارد. در همدان، شیستها و میکاشیستهای متنوع (راه همدان به ملایر) دیده می‌شود.

۵. دگرگونی ده سلم در مشرق ایران در جنوب بیرجند به‌صورت نواری به طول ۱۳۰ کیلومتر و به عرض تقریباً ۱۵-۲۰ کیلومتر وجود دارد که در بخش غربی درجه دگرگونی آن شدیدتر از بخشهای شرقی است و در آن مرمر، آمفیولیت، میکاشیست، گنیس و اسلیت‌های فراوان گزارش شده است.

۶. دگرگونی زون فلیش شرق ایران یعنی زون نهندان - خاش واقع در حد شرقی مرز ایران با پاکستان، اسلیت‌ها و فیلیت‌های دگرگون‌شده وجود دارد. گرانیتهای زاهدان واقع در مشرق شهر زاهدان در داخل همین اسلیت‌ها بیرون زده است.

۷. در علی‌آباد گرگان، شیستهای دگرگون‌شده وجود دارد که می‌توان آن را فیلیت و شیست کم دگرگون‌شده نامید. گسترش آن زیاد و در امتداد شرقی - غربی (موازی با حاشیه دریای خزر) وجود دارد. این سنگهای دگرگونی را بازالت‌های بسیار فرسوده (ملافیر) قطع کرده است.

۸. در مغرب شهر اورمیه، دگرگونی ناحیه‌ای با وسعت و ضخامت زیاد و درجات متنوع وجود دارد که ادامه آن به کشور ترکیه می‌رسد. این دگرگونی را بسیار قدیمی (پرکامبرین) و گاهی کرینفر یا مزوزوئیک ذکر کرده‌اند که در آن مرمر، آمفیولیت، میکاشیست، گنیس، متاریولیت و متابازالت وجود دارد.

۹. در تکاب، دگرگونی با وسعت زیاد در چهار گوش تکاب دیده می‌شود. در آن گنیس، میگماتیت‌های مختلف، میکاشیست، شیست (انگوران) که حاوی معادن فلزی نظیر سرب است گزارش کرده‌اند.

۱۰. در ساغند، اردکان یزد، متنوع‌ترین، بارزترین و ضخیم‌ترین سربهای دگرگونی ناحیه‌ای (به ضخامت ۱۰۰۰۰ متر) وجود دارد که مجموعه‌های چایدونی (شامل میگماتیت، گنیس، آمفیبولیت، مرمر، میکاشیست و شیستهای متنوع)، مجموعه بنه‌شورو (شامل میگماتیت، گنیس، مرمر و آمفیبولیت و میکاشیست، متاریولیت، متاگری‌واک) و مجموعه تاشک (که از نوع درجه دگرگونی ضعیف است) نامیده می‌شوند. بهترین مجموعه سنگهای دگرگونی را می‌توان از این ناحیه تهیه کرد.

د) سنگهای دگرگونی هیدروترمال

بسیاری از رگه‌های معدنی که با نحوی با دگرسانیهای پروپلیتی شدن، سربستی شدن، کانولینی شدن و دگرسانی پتاسیک همراه است دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال نامیده می‌شوند که معدن مس سرچشمه و کلیه دگرسانیهای آن مثال جالب آن است. در افیولیت ملانژهای ایران نیز آثاری از دگرگونیهای هیدروترمال به صورت سربانتینیت، تالک شیست، رودنیت، منیزیت دیده می‌شود و پیدایش آزیست را به همین مسئله مربوط می‌دانیم. در ملانژهای سبزوار، بشاگرد، خوی و تربت‌حیدریه علاوه بر آثار فوق، دگرگونیهای شیست آبی و مرمر و آمفیبولیت گزارش شده است که جزء دگرگونی هیدروترمال محسوب نمی‌شود و بیشتر به حوادث تکنیک در هنگام جایگزینی یا پس از جایگزینی و استقرار در طول حوادث کوه‌زایی مربوط‌اند.

خودآزمایی ۷

گزینه صحیح را مشخص کنید.

۱. مشخصه عمده بافت هورنفلسی کدام است؟

(الف) دانه‌ها هم اندازه و دارای جهت‌یافتگی است

(ب) دانه‌ها هم اندازه و فاقد جهت‌یافتگی است

(ج) دانه‌ها ناهم اندازه و دارای جهت‌یافتگی است

(د) دانه‌ها بسیار ریز و زیر میکروسکوپ به زحمت قابل تشخیص است

۲. شیستهای لکه‌دار جزء کدام یک از انواع دگرگونی است؟

(الف) مجاورتی

(ب) دینامیکی

(د) هیدروترمال

(ج) عمومی

۳. اسکارنها عمدتاً در چه مناطقی به وجود می‌آیند و چه مشخصه‌ای دارند؟
 - (الف) در حد فاصل توده‌های نفوذی با سنگهای سیلیسی و بدون فولیاسیون‌اند؟
 - (ب) در حد فاصل توده‌های نفوذی با دولومیت و دارای فولیاسیون‌اند.
 - (ج) در حد فاصل میگماتیتها و ممکن است با یا بدون فولیاسیون باشد.
 - (د) در حد فاصل توده‌های نفوذی با سنگهای آهکی و فاقد فولیاسیون است.
۴. فرق گریزن با اسکارن عبارت است از:
 - (الف) گریزن از دگرگونی مجاورتی سنگهای سیلیسی و اسکارن از دگرگونی مجاورتی سنگهای آهکی به وجود می‌آید.
 - (ب) گریزنها همان اسکارن‌اند ولی فاقد کانسارهای قابل استخراج‌اند.
 - (ج) گریزن از متاسوماتیسم سنگهای گرانیتی ولی اسکارن از دگرگونی مجاورتی سنگهای آهکی به وجود می‌آید.
 - (د) گریزن از متاسوماتیسم سنگهای گرانیتی و اسکارن از متاسوماتیسم سنگهای بازیک به وجود می‌آید.
۵. تفاوت فیلیت با اسلیت در چیست؟
 - (الف) فیلیت درجه دگرگونی کمتری نسبت به اسلیت دارد.
 - (ب) فیلیت درجه دگرگونی بیشتری نسبت به اسلیت دارد.
 - (ج) اسلیت کلیواژ اسلیتی ولی فیلیت کلیواژ درزه‌ای دارد.
 - (د) اسلیت از دگرگونی دینامیکی و فیلیت از دگرگونی ناحیه‌ای به وجود می‌آید.
۶. سنگ صابون جزء کدام یک از انواع زیر است و مشخصه عمده آن چیست؟
 - (الف) اسلیت و بدون فولیاسیون مشخص
 - (ب) اسلیت و با فولیاسیون مشخص
 - (ج) فیلیت و با فولیاسیون مشخص
 - (د) فیلیت و بدون فولیاسیون مشخص
۷. از سنگهای دگرگونی زیر کدام یک فراوانترند؟
 - (الف) شیستها
 - (ب) فیلیتها
 - (ج) اسلیتها
 - (د) مرمرها
۸. مجموعه کانیهای زیر نام کدام سنگ دگرگونی را در ذهن تداعی می‌کند؟

آکینوت + آلپیت + اپیدوت

الف) سنگ صابون ب) شیست سبز

ج) آمفیبولیت د) شیست آبی

۹. علت تنوع گنیس به علت تنوع

الف) شرایط دگرگونی است.

ب) ترکیب سنگ مادر است

ج) دانه درشتی و شاخص بودن آن در طبیعت است.

د) شرایط دگرگونی و سنگ مادر است.

۱۰. گرینستون چه مشخصاتی دارد؟

الف) سنگی دانه متوسط، سبز رنگ با ظاهر آفانیتی و رخساره شیست سبز

ب) سنگی است دانه ریز با ظاهر آفانیتی و فولیاسیون دار و با رخساره آمفیبولیتی

ج) سنگی است دانه ریز با ظاهر آفانیتی و با رخساره شیست سبز

د) سنگی است دانه متوسط با ظاهر فانریتی و با رخساره آمفیبولیتی

۱۱. نام دیگر شیست آبی چیست و در چه شرایطی به وجود می آید؟

الف) شیستهای منیزیم دار، در فشار و دمای متوسط

ب) گلوکوفان شیست، در فشار زیاد و دمای کم

ج) گلوکوفان شیست، در دمای زیاد و فشار کم

د) آمفیبول شیست، در فشار متوسط و دمای کم

۱۲. لپتینیت جزء کدام یک از سنگهای دگرگونی است؟

الف) اکلوزیت ب) شارنوکیت

ج) گرانولیت د) گنیس

۱۳. سونوویت در چه نوع دگرگونی به وجود می آید؟

الف) مجاورتی ب) اصابتی

ج) عمومی د) دینامیکی

۱۴. از مشخصات عمده سنگهای سری شارنوکیتی آن است که

الف) بافت گرانوبلاستی دارند و از کانیهای بی آب تشکیل شده اند.

ب) بافت گرانوبلاستی و آمفیبول و پیروکسن دارند.

ج) جزء رخساره گرانولیتی اند و کانیهای تیره و بی آب دارند.

(د) از دگرگونی شدید سنگهای بازالتی به وجود می‌آیند.

۱۵. ساخت شلیرن در میگماتیت‌های نتیجه چیست؟

الف) دگرگونی درجه شدید

ب) تبلور دوباره کانیها در مناطق خاصی از آن

ج) چین خوردگی کانیهای دیرگداز بر اثر مهاجرت مواد

د) ذوب کانیهای آبدار و پا بر جا ماندن کانیهای بی آب

پاسخ خودآزماییها

فصل اول

(الف) - (۱)	(ب) - (۲)	(الف) - (۳)	(الف) - (۴)
(الف) - (۵)	(ب) - (۶)	(الف) - (۷)	(ج) - (۸)

فصل دوم

(الف) - (۱)	(ب) - (۲)	(الف) - (۳)	(الف) - (۴)
(ب) - (۵)	(ب) - (۶)	(الف) - (۷)	(ب) - (۸)
(الف) - (۹)	(د) - (۱۰)		

فصل سوم

(ج) - (۱)	(الف) - (۲)	(ب) - (۳)	(الف) - (۴)
(الف) - (۵)	(ج) - (۶)	(الف) - (۷)	(ج) - (۸)
(الف) - (۹)	(د) - (۱۰)		

فصل چهارم

(الف) - (۱)	(د) - (۲)	(ج) - (۳)	(د) - (۴)
-------------	-----------	-----------	-----------

فصل پنجم

(ب) - (۱)	(ج) - (۲)	(الف) - (۳)	(الف) - (۴)
(الف) - (۵)	(الف) - (۶)	(ب) - (۷)	(الف) - (۸)
(الف) - (۹)	(ب) - (۱۰)	(ج) - (۱۱)	(الف) - (۱۲)
(د) - (۱۳)	(ب) - (۱۴)		

فصل ششم

(د) - (۱)	(ب) - (۲)	(الف) - (۳)	(الف) - (۴)
(ج) - (۵)	(الف) - (۶)	(ب) - (۷)	(د) - (۸)

(۹) - (ب) (۱۰) - (ب) (۱۱) - (ب)

فصل هفتم

(۴) - (ج)	(۳) - (د)	(۲) - (الف)	(۱) - (ب)
(۸) - (ب)	(۷) - (الف)	(۶) - (د)	(۵) - (ب)
(۱۲) - (ج)	(۱۱) - (ب)	(۱۰) - (ج)	(۹) - (د)
	(۱۵) - (ب)	(۱۴) - (الف)	(۱۳) - (ب)

منابع

- آسیابانها، عباس، ۱۳۷۴: بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی، نوشته دیوید شل. ترجمه آسیابانها، انتشارات دانشگاه امام خمینی قزوین، ۶۳۰ صفحه.
- پورمعتمد، فرامرز، علی درویشزاده و احمد معتمد ۱۳۷۰: مبانی زمین‌شناسی (ترجمه)، چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه تهران، ۷۴۱ صفحه.
- درویشزاده، علی، ۱۳۶۶: کانیها و سنگها (ترجمه)، انتشارات جهاد دانشگاهی، ۶۷۰ صفحه.
- درویشزاده، علی، ۱۳۷۱: سنگ‌شناسی دگرگونی، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، ۳۶۴ صفحه.
- درویشزاده، علی، ۱۳۸۱: زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی (ترجمه)، ژوتووموری، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ صفحه.
- سرابی، فریدون، ۱۳۷۳: سنگهای دگرگونی، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۸۴ صفحه.
- صداقت، محمود، ۱۳۶۹: دهانه‌های برخوردی در زمین؛ ترجمه مقاله مجله Scientific American، آوریل ۱۹۹۰، مجله رشد زمین‌شناسی، شماره‌های ۱۹ و ۲۰.
- قاسمی، حبیب‌الله، ۱۳۷۸: مبانی بافت و ریزساختهای سنگهای دگرگونی، نوشته بارکر، انتشارات دانشگاه شاهرود، ۲۶۰ صفحه.
- کنعانیان، علی، حبیب‌الله قاسمی و عباس آسیابانها، ۱۳۷۳: مبانی پترولوژی دگرگونی، انتشارات جهاد دانشگاهی، ۴۱۱ صفحه.
- هوشمندزاده، عبدالرحیم، ۱۳۶۲: تکوین سنگهای دگرگونه. (ترجمه)، انتشارات دانشگاه کرمان، چاپ علوی، ۵۱۵ صفحه.

- Aubouin, J. R., Brousse. J. P., Lehman, (1974), *Précis de géologie*, tome I. Pétrologie. Edition Dunod Université., 745p.
- Barker, A. J. (1990). *Metamorphic Textures and Macrostructures*, Blackie. Glasgow.
- (ترجمه شده به وسیله حبیب‌الله قاسمی ۱۳۷۸)
- Barrow, G. (1983). "On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the S E Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism," *Quarterly Journal of the Geological Society*, London, 49, 330-58.
- Bayly, B. (1968), *Introduction to petrology*, Printice Hall, International, Inc. London.
- Bell, T. H. (1985). "Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation," *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 109-18.
- Bell, T. H., S. E. Johnson, (1989), "Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis," *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 279 - 310
- Best, M. G. (1982), *Igneous and metamorphic petrology*, W. H. Freeman and CO. Ltd. 630p.
- Grieve, R. A. F. (1990), "Impact cratering on the Earth," *Scientific American*, April 1990..
- Lameyre, J. (1986), *Roches et minéraux*, Doin Ed. Paris, 386p.
- Mehnert, K. R. (1968), *Migmatite and the origin of granitic rocks*, Elsevier Publishing Company, 393p.
- Mason, R. (1984), *Petrology of the Metamorphic rocks*, CBS Publishers and Distributors, Delhi, 254p.
- Miyashiro, A. (1973), *Metamorphism and metamorphic belts*, New York, John Wiley and Sons, 492p.
- Turner, F. J. (1981), *Metamorphic petrology: Mineralogical, Field and Tectonic Aspects*, 2nd Ed., New-York, McGraw- Hill, 524p.
- Turner, F. J. and Verhoogen, J. (1960), *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Ed., New York, McGraw- Hill, 694p.

- Vernon, R. H. (1976), *Metamorphic processes*, London, Thomas Murby, 247p.
- Vernon, R. H. (1989), "Porphyroblasts- matrix microstructural relationships: recent approaches and problems," In Daly J. S., R. A. Cliff B. W. D. Yardley. (eds.), *Evolution of metamorphic Belts. Geological Society of London Special Publication*, 43, pp83-102.
- Winkler, H. G. F. (1976), *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 4th Ed., Springer Verlag. New York, 254p.
- Yardley B. W. D. (1989), *An Introduction to metamorphic petrology*, Longman, Harlow, 319p.
- Yardley B. W. D., S. W. Mackenzie, and C. Guilford, (1990), *Atlas of metamorphic rocks and their textures*, Longman Scientific and Technical, 120p.

واژه‌نامه انگلیسی - فارسی

absolute	مطلق	banding	نواربندی - نواری
absolute age	سن مطلق	basement	پی‌سنگ، زیربنا
absorption	جذب	bedded	لایه‌لایه
abukuma type metamorphism	دگرگونی نوع ابوکوما	bedded texture	بافت لایه‌لایه
accessory mineral	کانی فرعی	bedding	لایه‌بندی - چینه‌بندی
accretionary	افزایشی، به هم افزوده	bedding glide	لغزش لایه‌ای
accretionary prism	منشور به هم افزود	bedding schistosity	شیستوزیته هم‌جهت با لایه‌بندی
acicular	سوزنی	belt	نوار
action	عمل، رفتار	bituminous	قیری، قیردار
adhesion	چسبندگی	bladed structure	ساخت تیغه‌ای
agent	عامل	blueschist	شیست آبی
agent of metamorphism	عامل دگرگونی	boudine structure	ساخت بودین یا ساخت سوسیسی
agmatic	آگماتیک	brittle	شکننده، ترد
allochemical	آلوشیمیایی	brittle deformation	دگرشکلی‌شکننده
aochemical metamorphism	دگرگونی آلوشیمیایی	burial metamorphism	دگرگونی انباشتی یا تدفینی
allotropy	چند شکلی	cataclastic fabric	فابریک کاتاکلاستی
alteration	دگرسانی، تغییر و تجزیه	cataclastic metamorphism	دگرگونی کاتاکلاستی
amorphe	غیرمتبلور، بی شکل	catagone	کاتازون، منطقه عمقی
amygdale	بادام، بادامی	chromology	زمان سنجی
analyse	تجزیه و تحلیل، تجزیه	cleavage	رخ در کانی (کلیواژ در سنگ)
anatexis, anatexis	آناتکسی، ذوب	coarse grained	دانه درشت
anisotropy	انیزوتروپی، ناهمسانی	cohesion	هم‌چسبی
anormal	غیرعادی، ناجور	collision	برخورد، تصادم
assemblage	مجموعه	coloured melange	مخلوط رنگی، آمیزه رنگی
associated mineral	کانیهای وابسته، کانیهای همراه	compaction	تراکم، به هم فشردگی
ardoise	آردواز، سنگ لوح	complex	پیچیده، مجموعه‌ای مختلط
augen	چشمی	composition	ترکیب
augen gneiss	گنیس چشمی	compression	فشردگی
aureole	هاله	concretionary	کنکرسیونی
autometamorphism	خوددگرگونی	confining pressure	فشار همه‌جانبه
automorphe	خودشکل	contact	مجاورت، همبری
axial plane	سطح محوری	contact metamorphism	دگرگونی مجاورتی
axe یا axis	محور	convergent	همگرا، متقارب
baked	پخته شده		

coordination	کوئوردیناسیون، هم‌آرایی	fissure	شکاف، درزه
creep	خزش	flow	جریان
cross bedding	چینه‌بندی متقاطع	fluide	سیال
crush	خردشدن	fluide pressure	فشار سیالی
crush zone	منطقه خردشده	foliate	برگ‌وار
decay	تلاشی، (تجزیه رادیواکتیو)	foliation	فولیاسیون، برگ‌وارگی
deformation	دگرشکلی، تغییر شکل دادن	form	شکل، ریخت
degree	درجه	fracture	شکستگی، درزه‌ای
dense	چگال، سنگین	fracture cleavage	رخ‌شکستگی یا درزه‌ای
deuteric	ثانوی	fragmentation	خردشدن، قطعه‌قطعه شدن
devitrified	دویتریفیه (از شیشه خارج شده)	frictional melting	ذوب مالشی یا اصطکاکی
diagenis	دیاژنز، سنگ‌زایی، تحجیر	fusion	ذوب، گداز
diagram	نمودار	geobaric gradient	درجه زمین فشاری
diaphtoresis	فهرقایی، دیافتورز	geothermal	ژئوترمال، زمین‌گرایی
differential metamorphism	تفریق دگرگونی	gothermal gradient	درجه زمین‌گرایی
diffusive creep	خزش انتشاری	gliding	لغزش
diffusive flow	جریان تراوشی	gneissose	گنیسی
dimorphic	دوشکلی	graded bedding	لایه‌بندی تدریجی
directional pressure	فشار جهت‌دار	granular	دانه‌ای
dirty	کثیف	greenschist	شیست سبز
dissolution	انحلال، حل	greenstone	گرنیستون - سنگ سبز
ductile	شکل‌پذیر	heat	گرما، حرارت
dynamic metamorphism	دگرگونی دینامیکی یا جنبشی	heat conduction	هدایت گرما
dynamo metamorphism	دگرگونی جنبشی	heat flow	جریان حرارت
dynamothermal metamorphism	دگرگونی ناحیه‌ای (حرارتی-جنبشی)	high	زیاد، بلند
elastic	کشسان، الاستیک	high pressure	فشار زیاد
elongation	طویل‌شدگی	hornfels	هورنفلس
epizone	اپی‌زون، منطقه سطحی	hydrothermal alteration	دگرسانی هیدروترمال
equidimensional	متساوی‌البعد	hypidioblaste	بلاست نیمه‌خودشکل
equilibrium	تعادل	idioblaste	بلاست خودشکل
eyed structure	ساخت چشمی	idiomorphe	خودشکل
eye texture	بافت چشمی	imbricate structure	ساخت فلسی
fabric	فابریک، ساخت	impact	اصابت، ضربه
facies	رخساره	impact metamorphism	دگرگونی اصابتی
facies suite (serie)	سری رخساره‌ای	imprint	اثر، نشانه
fault breccia	برش گسلی	index	شاخص، راهنما
fault gouge	گوژ گسلی	index minerals	کانیهای شاخص یا ردیاب
		Initial	اصلی، ابتدایی

internal stresses	تنشهای داخلی	metamorphism dynamic	دگرگونی دینامیکی
intersection	تقاطع، متقاطع	metasomatism	متاسوماتیسم
irreversible	برگشت‌ناپذیر	metastable	نیمه پایدار
isobar	هم فشار	mobilisat	پویا، منقول، متحرک
isochemical metamorphism	دگرگونی ایزوشیمیایی	mortar	ساروجی
isograde	هم درجه	mortar structure	ساخت ساروجی
isotrope	ایزوتروپی - همسانی	multi	پیشوند به معنی چند
		mylonitization	میلونیتی شدن
katazone	کانازون، منطقه عمیق	nebulitic struture	ساخت نبولیتی
kink band	کینک باند - نوار شکنج، (ماکل مکانیک)	nematoblastic	کانیهای سوزنی در دگرگونی
knot	غده، گره	neoformation	نوظهور
knotted slate	اسلیت گره دار	nonhydrostatic pressure	فشار غیرهمه جانبه
lamellar	تیغه‌ای	obduction	رورانش
laminar	ورقه‌ای	opacite	کدر، غیرشفاف
lattice crystallin	شبكة تبلور	opaque	کدر
lenticular	عدسی	ore	کانه، سنگ معدن
linear	خطی	overburder prossuse	فشار طبقات فوقانی
lineation	جهت یافتگی خطی، لینه آسیون	pair	جفت، زوج
low rank metamorphism	دگرگونی درجه کم تا متوسط	paired metamorphic belts	نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج
		paleo	پیشوند به معنی قدیمی و اولیه
mantle	گوشته	paleosome	کانیهای قدیم و برجامانده یا مصون مانده از ذوب
marble	مرمر	palingenetic	بالین ژنتیک
marginal	کناری، حاشیه‌ای	paragenesis	پاراژنز
marmarosis	مرمری شدن	penetrative	مؤثر، درهم
massive	متراکم، توده‌مانند	phase	فاز
massive structure	ساخت متراکم یا توده‌مانند	phase rule	قانون فاز
mechanical twining	دوقلوی مکانیکی یا ماکل مکانیکی	phenocryst	درشت بلور
melange	مخلوط، آمیزه	planar	صفحه‌ای
mesozone	مروزون، منطقه میانی	plastic	خمیری، شکل پذیر
metacryst	بلورهای درشت (اصولاً قطب‌رثر تبلور دوباره به وجود می‌آید)	plate	صفحه، ورقه
metamorphic	دگرگونی	polymetamorphism	چند دگرگونی
metamorphic aureole	هاله دگرگونی	polymorphism	چند شکلی - پلی مورفسم
metamorphic complex	مجموعه دگرگونی	postcrystalline	بعد از تبلور
metamorphic differentiation	تفریق دگرگونی	postmagmatic	پس ماگمایی
metamorphic zone	زون یا ناحیه دگرگونی	post tectonic	بعد از تکتونیک
metamorphism	دگرگونی	pressure	فشار
metamorphism contact	دگرگونی مجاورتی	preessure solution	انحلال بر اثر فشار

prismatic	منشوری	stress	تنش، استرس
prograde	پیش‌رونده	structure	ساخت
prograde metamorphism	دگرگونی پیش‌رونده	subfacies	زیررخساره
protolith	سنگ اولیه	sub-sea-floor metamorphism	دگرگونی زیر کف اقیانوسی
recrystallization	تبلور دوباره، تبلور مجدد	surface related energy	انرژی وابسته به سطح، انرژی سطحی
regional metamorphism	دگرگونی ناحیه‌ای	syntectonic	همزمان یا تکتونیک
relict	باقیمانده	tabular	صفحه‌ای
restite	باقیمانده، برجامانده	tension	کششی
retrograde	پس‌رونده، قهقرایی	texture	بافت
retrograde metamorphism	دگرگونی پس‌رونده یا قهقرایی	thermal metamorphism	دگرگونی حرارتی
reversible	برگشت‌پذیر	translation gliding	لغزش انتقالی
rim	حاشیه	trench	دراز‌گودال
semi-schist	سمی شایست - نیمه‌شایست	trimorphic	سه‌شکلی
shatter cones	مخروطهای خردشدگی	twin gliding	لغزش دوقلو یا لغزش ماکلی
shear deformation	دگرشکلی لغزشی یا برشی	ultimate strength	مقاومت نهایی
sheared	لغزشی یا برشی	unstable	ناپایدار
shock	تکان، ضربه	upper plastic limit	حد فوقانی حالت خمیری داشتن
shock waves	امواج ضربه‌ای	vermiforme	کرمی شکل
slip	لغزش	xenoblaste	بلاست فاقد شکل هندسی
soapstone	سنگ صابون	zonal	منطقه‌ای
sorting	جورشدگی	zoneography	زونوگرافی،
spilitization	اسپیلیتی شدن	zoning	منطقه‌ای
spot	لکه		
spotted schist	شایست لکه‌دار		
spotted slate	اسلیت لکه‌دار		
strain	واتنش، استرنش		

خواننده محترم

این پرسشنامه به منظور ارتقای کیفیت کتابهای درسی و رفع نواقص آنها تهیه شده است. دقت شما در پاسخگویی به این پرسشنامه در پایان هر نیمسال ما را در تحقق این هدف یاری خواهد کرد.

نام کتاب نام مؤلف/مترجم سال انتشار
وضعیت پاسخگو: عضو علمی پیام نور ☐ عضو علمی سایر دانشگاهها ☐ رشته تخصصی سابقه تدریس
دانشجوی پیام نور ☐ دانشجوی سایر دانشگاهها ☐ رشته تحصیلی ورودی سال

سؤال	بسیار زیاد	زیاد	متوسط	کم	بسیار کم
۱. آیا از زمان تحویل و نحوه دسترسی به کتاب راضی بودید؟					
۲. آیا حجم کتاب با توجه به تعداد واحد مناسب بود؟					
۳. آیا راهنماییهایی لازم برای مطالعه کتاب منظور شده بود؟					
۴. آیا در ترتیب مطالب کتاب سلسله مراتب شناختی (آسان به مشکل) رعایت شده بود؟					
۵. آیا تقسیم بندی مطالب در فصلها و یا بخشها متناسب و بجا بود؟					
۶. آیا متن کتاب روان و ساده و جمله ها قابل فهم بود؟					
۷. آیا به روز بودن مطالب و آمارها رعایت شده بود؟					
۸. آیا مطالب تکراری داشت؟					
۹. آیا پیوستگی مطالب با درسهای پیش نیاز رعایت شده بود؟					
۱۰. آیا مثالها، شکلها، نمودارها، جدولها و... گویا بودند و در فهم مطلب تأثیر داشتند؟					
۱۱. مطالعه هدفهای کلی، آموزشی/رفتاری تا چه اندازه به درک بهتر شما کمک کرد؟					
۱۲. آیا خودآزماییهای کتاب به گونه ای بود که تمام مطالب درسی را شامل شود؟					
۱۳. آیا پاسخ خودآزماییها و تمرینها کامل و گویا بود؟					
۱۴. چقدر با غلطهای املایی و اشکالهای چاپی مواجه شدید؟					
۱۵. کیفیت چاپ و صحافی کتاب چگونه بود؟					
۱۶. آیا طرح روی جلد کتاب مناسب بود؟					
۱۷. چنانچه از وسایل کمک آموزشی از قبیل نوار، فیلم، لوح فشرده و... استفاده کرده اید، آیا به درک بهتر شما کمک کرده است؟					
۱۸. تا چه اندازه این کتاب شما را از حضور در کلاس بی نیاز کرد؟					

لطفاً چنانچه با اشکالهای چاپی یا محتوایی و مطالب تکراری مواجه شده اید، فهرستی از آنها را با ذکر شماره صفحه ضمیمه کنید.

در مجموع کتاب را چگونه ارزیابی می کنید؟ عالی ☐ خوب ☐ متوسط ☐ ضعیف ☐
در صورت تمایل سایر پیشنهادهای خود را نیز بنویسید.

این پرسشنامه را پس از تکمیل از کتاب جدا کنید و به قسمت آموزش مرکز تحویل دهید یا مستقیماً به نشانی تهران ۱۹۵۶۹- صندوق پستی ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، مدیریت تدوین ارسال فرمایید.

با تشکر

مدیریت تدوین



دانشگاه پیام نور ۱۰۳۵
گروه زمین شناسی (۵۸/ق)

ISBN 978-964-387-050-8



9 789643 870508